РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ ИМ. В.Б. СОЧАВЫ

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ОТДЕЛЕНИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ РАН

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН

ИРКУТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
SIBERIAN BRANCH RAS
V.B. SOCHAVA INSTITUTE OF GEOGRAPHY

COMMISSION FOR QUATERNARY RESEARCH
OF THE DEPARTMENT
OF EARTH SCIENCE RAS

GEOLOGICAL INSTITUTE RAS

IRKUTSK STATE
UNIVERSITY

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА, ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.)

FUNDAMENTAL PROBLEMS OF QUATERNARY, RESULTS AND MAIN TRENDS OF FUTURE STUDIES

Proceeding of the IX all-Russian conference on Quaternary Research (Irkutsk, 15-20 September 2015)

Иркутск
Издательство Института географии
им. В.Б. Сочавы СО РАН
2015

Irkutsk
V.B. Sochava Institute
of Geography SB RAS Publishers
2015

УДК 551.79
ББК Д432.72я431
Ф94

Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.). – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. – 541 с.

Сборник содержит материалы IX-го Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, проведенного в г. Иркутске. Представлены результаты исследований по стратиграфии и геохронологии четвертичного периода, континентальному и морскому морфолитогенезу, четвертичной геоморфологии и неотектонике, седиментогенезу, биостратиграфии, палеогеографии, четвертичному вулканизму. Приведены новейшие данные по стратиграфии квартера, результаты палеогеографических и палеоландшафтных реконструкций, распространения и строения археологических памятников, адаптации древнего человека к природно-климатическим изменениям.

Издание предназначено для широкого круга специалистов, изучающих события четвертичного периода.

Материалы публикуются с максимальным сохранением авторской редакции.

Редакционная коллегия:
д.г.н. Ю.В. Рыжов, д.г.-м.н. Лаврушин, к.г.н. М.Ю. Опекунова, к.г.-м.н. С.А. Макаров,
В.А. Голубцов, к.г.н. А.И. Шеховцов

IX Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ 15-05-20549-г).

Fundamental problems of Quaternary, results of the study and the main trends of further research: Proceeding of the IX All-Russian Conference on Quaternary Research (Irkutsk, 15-20 September 2015). – Irkutsk: V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS Publishers, 2015. – 541 p. (In Russian).

The book contains proceedings of all-Russian conference on Quaternary research held in Irkutsk. The results of studies on stratigraphy and Quaternary geochronology, continental and marine morpholithogenesis, geomorphology and quaternary neotectonics, sedimentogenesis, biostratigraphy, paleogeography, Quaternary volcanism are presented in this book. New data on the stratigraphy of Quaternary, results of paleogeographic and paleolandscape reconstructions, distribution and structure of the archaeological sites of ancient human adaptation to climatic changes are presented in this book.

The collected may be of interest for a wide range of specialists studying the events of the Quaternary.

The papers are published with the maximal preservation of the authors' texts.

Editoral Team:
Yu.V. Ryzhov, Yu.A. Lavrushin, M.Yu. Opekunova, S.A. Makarov,
V.A. Golubtsov, A.I. Shekhovtsov

IX All-Russian Conference on Quaternary Research held with the financial support of the Russian Found for Basic Research (RFBR project No15-05-20549-g).

Утверждено к печати на заседании Ученого совета Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН

ISBN 978-5-94797-255-9
© Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015

ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ: ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ И СПУСКОВ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

А.Р. Агатова, Р.К. Непоп
Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, agatr@mail.ru

LATE PALEOLITHIC SITES IN CHUYA BASIN: POSSIBLE APPLYING FOR DATING THE LATE PLEISTOCENE ICE-DAMMED LAKES AND THEIR DRAINING

A.R. Agatova, R.K. Nepop, Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Хронология и характер спусков неоплейстоценовых ледниково-подпрудных озер в Курайско-Чуйской системе межгорных впадин ЮВ Алтая определяют возможность нахождения наиболее древних археологических памятников на исследуемой территории. Однако в настоящее время не существует единого мнения относительно возраста оледенений и хронологии спусков ледниково-подпрудных озер, причиной чего, прежде всего, является сложность хронометрического датирования ледниковых и озерно-ледниковых отложений и противоречивость дат, полученных разными методами. Радиоуглеродные даты, используемые для возрастной характеристики озерных отложений во впадинах (30000 – >45000 cal. BP), получены по обломкам древесного угля либо по линзам оторфованных растительных остатков в штормовых и волноприбойных отложениях (Разрез новейших …, 1978; Окишев, Бородавко, 2001), что говорит о возможном размыве и переотложении более древней органики. Согласно результатам датирования по космогенным нуклидам (^{10}Be) валунов в Чуйской и Курайской впадинах, последнее осушение этих впадин произошло около 15-16 тыс. лет назад (время распада сартанского (поздневюрмского) оледенения), оно же было наиболее катастрофическим (Reuther et al., 2006). А.Н. Рудой также полагает наиболее катастрофическим спуск озера, связанного с сартанским оледенением. Опираясь на радиоуглеродные даты растительных остатков из озерных отложений в буграх пучения на днищах впадин, он обосновывает окончательное осушение Курайской и Чуйской впадин позднее примерно 11 и 5 тыс.л.н. соответственно (Рудой, 2005). П.А. Окишев и П.С. Бородавко, основываясь на радиоуглеродных и ТЛ датах, реконструируют три лимностадиала в период около 46 – 13 тыс. л.н., при этом в ходе последнего лимностадиала они предполагают существование изолированных озер во впадинах (Окишев, Бородавко, 2001). По мнению этих исследователей, поэтапное (некатастрофическое) снижение уровня плейстоценовых озер определяло хронологию появления палеолитических памятников в Чуйской впадине. Представления о сартанском (поздневюрмском – 25-18 тыс. лет) возрасте последних катастрофических паводков в долинах Чуи и Катуни, связанных с оледенением этого же возраста, привели Г.Я. Барышникова и А.М. Малолетко к выводу о бесполезности поиска памятников старше 25 тыс. лет по долинам основных рек Алтая и возможности таких находок лишь за пределами действия катастрофических водных потоков (Барышников, Малолетко, 1998). И.Д. Зольников и А.А. Мистрюков (Зольников, Мистрюков, 2008), напротив, делают вывод о последнем катастрофическом спуске Чуйского палеоозера в конце раннего вюрма (МИС 4, 70-60 тыс. лет назад), используя в качестве одного из хронологических реперов палеолитические памятники, «равномерно распределенные по всей территории Чуйской котловины».

В целом, именно слабая обеспеченность хронометрическими данными и, как следствие, сложность реконструкции неоплейстоценовой геологической истории ЮВ Алтая, вынуждает геологов обращаться к археологическим материалам. Однако, во избежание ошибок в палеогеографических построениях, в каждом конкретном случае необходим детальный анализ расположения памятников по площади и характера залегания артефактов.

Основной проблемой при использовании древних археологических памятников ЮВ Алтая в качестве хрономаркеров является отсутствие численных оценок их возраста.

Отмечая некоторую технико-типологическую неоднородность чуйских каменных индустрий, А.П. Деревянко и С.В. Маркин (Деревянко, Маркин, 1987) относят их к позднему палеолиту (35000-10000 л.н.), и это обстоятельство, казалось бы, действительно исключает существование и спуск ледниково-подпрудных озер в Чуйской и Курайской впадинах в конце позднего неоплейстоцена, как это полагают И.Д. Зольников и А.А. Мистрюков (2008). В то же время, три из восемнадцати позднепалеолитических памятников, установленных в Чуйской впадине (Деревянко, Маркин, 1987; Окишев, Бородавко, 2001), вследствие единичных находок вообще не охарактеризованы, и только четыре являются стратифицированными объектами (Юстыд I, Юстыд II, Богуты I, Толдытюргун), при этом численное датирование вмещающих артефакты слоев не проводилось. Наиболее древние артефакты с леваллуазской техникой скола были обнаружены только в стратифицированном залегании, и все три их местонахождения сконцентрированы в восточной части впадины выше 2100-2250 м н.у.м. – максимального уровня неоплейстоценовых озер. Большинство остальных местонахождений расположено ниже уровня 2100 м н.у.м., и все они имеют подъемный характер, иногда с явными следами смещения материала вниз по склону (Торгун) либо со следами воздействия водной среды (Барбургазы). Самым низко расположенным из них является местонахождение Куектанар в долине Чуи (1725-1730 м н.у.м.). Закономерности в распределении немногочисленного подъемного материала, сконцентрированного на поверхности 10-11-метровой террасы Чуи среди песчаных дюн, не отмечено (Деревянко, Маркин, 1987). Проведенное нами массовое радиоуглеродное датирование палеопочв и озерно-речных отложений в районе палеолитических находок (Agatova et al., 2014) свидетельствует о начале формировании покровного субаэрального комплекса не ранее голоцена, а также о

флуктуациях русла и активном размыве древних озерных отложений в последнюю треть голоцена, что указывает на весьма вероятное переотложение каменного материала. Частичное переотложение артефактов в стратифицированном памятнике Юстыд II отмечено и в (Деревянко, Маркин, 1987). Находка В.В. Бутвиловским в отложениях озера Джангыскель (Курайская впадина) на глубине 4.5 м «кремневых орудий труда (скребков) верхнепалеолитического облика» совместно с остатками трав и веток возрастом 5453±391 cal. BP (4765±120 СОАН 2345 (Русанов, Орлова, 2013, с. 146-149)) также подтверждает высокую вероятность переотложения палеолитических артефактов в межгорных впадинах и долинах хребтов.

На наш взгляд, свидетельства переотложения делают некорректным использование большинства палеолитических памятников Чуйской впадины для прямого датирования времени существования в ней последнего крупного ледниково-подпрудного озера. В то же время, ряд характеристик наиболее представительного по количеству собранного материала и площади распространения памятника Бигдон указывает на постозерное либо «межозерное» время его бытования.

Памятник расположен на высоте 1998 м н.у.м. у южного подножия Курайского хребта на уплощенной поверхности пролювиального шлейфа, отделенного от хребта параллельным ему грабенообразным понижением. В качестве нуклеусов древними обитателями Чуйской впадины использовались не коренные породы, как указано в (Деревянко, Маркин, 1987), а дропстоуны – глыбы, вынесенные в Чуйскую впадину айсбергами во время существования одного из неоплейстоценовых озер с уровнем не ниже 2000 м н.у.м. Подобные многочисленные поля дропстоунов вдоль южного подножия Курайского хребта в Чуйской впадине описаны Г.Г. Русановым (Русанов, 2008). К еще одному такому полю приурочен и палеолитический памятник Чечкетерек. Нахождение в непосредственной близости от глыб более чем 750 наименований изделий, выполненных из той же породы (Деревянко, Маркин, 1987), указывает на положение памятника Бигдон *in situ* и его бытование после спуска или снижения ниже 1998 м н.у.м. уровня единого Курайско-Чуйского озера, по которому и перемещались айсберги. Поднятие Бигдон моделировано озерными волноприбойными террасами, но судить о времени возникновения этих террас – до или после бытования археологического памятника – пока сложно. А.П. Деревянко и С.В. Маркиным отмечается «некоторая «обдутость» граней орудий, однако для установления именно ветровой, а не водной обработки артефактов необходимо проведение специального анализа. При этом расположение памятника на высоте около 2000 м н.у.м. не противоречит существованию ледниково-подпрудного озера с более низким уровнем синхронно с ним либо позднее.

В целом, несмотря на признаки переотложения многих палеолитических памятников на более низкие гипсометрические уровни, даже их современное положение (вплоть до 1770 м н.у.м. – Мухор-Тархата I) не исключает возможного существования озера с уровнем ниже 1770 м н.у.м. в Чуйской впадине в конце позднего неоплейстоцена – начале голоцена. Для использования стратифицированных палеолитических памятников в реконструкциях площадных параметров и хронологии неоплейстоценовых гляциолимносистем, прежде всего, необходимо исключить возможность переотложения артефактов.

В настоящее время отсутствие абсолютных дат палеолитических памятников Чуйской впадины и широкий временной интервал их возможного бытования, вероятное переотложение и подъемный характер большинства находок не позволяют однозначно оценить с их помощью верхнюю временную границу спуска ледниково-подпрудных озер в Курайской и Чуйской впадинах ЮВ Алтая.

Работа проведена при поддержке РФФИ (гранты 13-05-00555; 15-05-06028).

Список литературы:

Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Ч. 2. – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 1998. – 297 с.

Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 112 с.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 182 с.

Окишев П.А., Бородавко П.С. Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы // Вопросы географии Сибири. – 2001. – Вып. 24. – С. 18–27.

Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. – 208 с.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). – Томск: ТГПУ, 2005. – 228 с.

Русанов Г.Г. Максимальный уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера в Горном Алтае // Геоморфология. – 2008. – № 1. – С. 65–71.

Русанов Г.Г. Изменение климата Чуйской котловины Горного Алтая по фауне остракод // Успехи современного естествознания. – 2010. – № 10. – С. 20–25.

Русанов Г.Г., Орлова Л.А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. – 291 с.

Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., Slyusarenko I.Yu., Orlova L.A. Human occupation of South Eastern Altai highlands (Russia) in the context of environmental changes // Archaeological and Anthropological Sciences. – 2014. – DOI 10.1007/s12520-014-0202-7.

Reuther A., Herget J., Ivy-Ochs S., Borodavko P., Kubik P.W., Heine K. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from icedammed lakes in the Russian Altai-Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ 10Be // Geology. – 2006. – № 34. – P. 913–916.

ПОГРЕБЕННЫЕ И ДНЕВНЫЕ ПОЧВЫ КАК МАРКЕРЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ В ГОЛОЦЕНЕ

А.Р. Агатова[1], Р.К. Непоп[1], М.А. Бронникова[2], И.Ю. Овчинников[1]
[1]*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,* agatr@mail.ru
[2]*Институт географии РАН, Москва, Россия,* mbmsh@mail.ru

FOSSIL AND CONTEMPORARY SOILS AS MARKERS OF THE HOLOCENE CLIMATE CHANGES AND HYDROLOGICAL SYSTEM TRANSFORMATIONS WITHIN INTERMOUNTAIN DEPRESSIONS OF THE SE ALTAI AND SW TUVA

A.R. Agatova, R.K. Nepop, M.A. Bronnikova, I.Yu. Ovchinnkov
Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
Institute of geography RAS, Moscow, Russia

Для реконструкции сложного сценария эволюции горных ландшафтов в плейстоцен-голоценовый период необходимо знание временных рамок каждого из рельефообразующих событий. Почвы являются одним из природных объектов, для которых, несмотря на ряд сложностей, радиоуглеродным методом может быть получен численный возраст. Залегание погребенных и формирование дневных почв in situ повышает их значимость при проведении палеогеографических реконструкций.

В ходе последних пяти лет нами ведется целенаправленная работа по обнаружению и датированию погребенных почв в межгорных впадинах и их горном обрамлении в смежных районах Юго-Восточного Алтая и Юго-Западной Тувы. К настоящему времени получен массив из более чем 70 радиоуглеродных дат почв и торфов, характеризующих природные события конца позднего плейстоцена – голоцена (14000 – 250 cal BP) этой высокогорной территории, расположенной в центре Евразии в зоне аридного резкоконтинентального климата.

Датирование как погребенных, так и дневных почв позволяет решать целый ряд задач палеогеографических и палеоклиматических реконструкций для изучаемого района. Такими задачами является установление: 1) верхней временной границы деградации последнего плейстоценового оледенения и спуска связанных с ним ледниково-подпрудных озер во впадинах ЮВ Алтая и ЮЗ Тувы; 2) площадных параметров остаточных озер на днищах межгорных впадин; 3) амплитуды и хронологии подвижек горно-долинных ледников в голоцене; 4) времени формирования постледникового субаэрального лессово-почвенного покрова; 5) климатических условий в периоды почвообразования и общего тренда изменения климата.

К настоящему времени проведено датирование почв в котловине озера Акхоль и долинах рек Моген-Бурен, Богуты (хребет Чихачева), Талдура (Южно-Чуйский хребет), Арыджан (Чаган-Узунский массив), Юстыд (Чуйская впадина), Кызылташ (Курайская впадина), Чуя (в устьях рек Куектанар, Сухой, Баратал).

Полученный массив радиоуглеродных дат позволяет предварительно выделить две эпохи почвообразования на исследуемой территории в голоцене. Первая половина голоцена характеризуется более длительными периодами почвообразования (почвы возрастом около 11000, 10000, 8000 – 9000, 5000 – 6500 cal BP). Во второй половине голоцена почвы образуются в течение относительно более коротких периодов (около 2.5-3.5, 1.0, 0.3 cal BP), почвообразование чередуется с активизацией эоловых процессов. Такая закономерность подтверждает представления о более теплой первой и более холодной, с активизациями ледников, второй половине голоцена. Кроме того, сравнение типов палео- и дневных почв в одних и тех же разрезах позволяет говорить о том, что последние две тысячи лет характеризуются наиболее аридными условиями.

Помимо заключений о палеоклиматических условиях датирование палео- и дневных почв и торфов, формировавшихся в интервале высот от 2500 до 1470 м н.у.м. на территории ЮВ Алтая и ЮЗ Тувы позволило сделать следующие основные выводы о палеогеографических обстановках (Agatova et al, 2014a, 2014b):

- к 14000 cal BP ледники на западном макросклоне хр. Чихачева находились выше 2500 м н.у.м., т.е. к этому рубежу сартанское оледенение на восточной периферии Чуйской впадины не было столь обширным, как показано на палеогляциологической схеме А.Н.Рудого, составленной на основе оценки депрессии снеговой линии для этого временного среза (Рудой, 1995).

- начало формирования перекрывающего озерные отложения субаэрального комплекса в Курайской и Чуйской впадинах на основании более чем 25 дат может быть датировано началом голоцена (возможно, рубежом неоплейстоцена и голоцена). Этот факт не позволяет решить дискутируемый в работе (Зольников, Мистрюков, 2008) вопрос о ранневюрмском либо поздневюрмском времени существования последнего ледниково-подпрудного озера в этих впадинах с привлечением субаэрального комплекса, хотя отсутствие во впадинах находок более древних образований скорее косвенно указывает на поздневюрмский возраст последнего озера.

- к ~ 9900 cal BP спуск неоплейстоценовых ледниково-подпрудных озер в Курайской и Чуйской впадинах уже произошел, в Курайской впадине в 3.5 км выше места подпруды у подножия склонов сформировался осыпной шлейф с почвой на поверхности.

- в интервале ~ 9900 – 6500 cal BP в 3.5 км выше места былой ледниковой подпруды (в устье Баратала) какое-то время вновь существовало озеро с уровнем не ниже 1480 м н.у.м.

- к ~ 8700 cal BP уровень остаточного озера, если оно существовало в это время в Курайской впадине, был ниже 1730 м н.у.м., и озеро не распространялось по долине Чуи в Чуйскую впадину.

- к ~ 8200 cal BP дамба в устье Куектанара уже не подпруживала единое остаточное озеро в Чуйской впадине, реконструированное Г.Г. Русановым (Русанов, 2010). Здесь на высоте 1730 м н.у.м., что ниже днища Чуйской впадины, к этому времени уже сформировалась почва. В Чуйской впадине озера в это время могли сохраняться лишь в неровностях днища.

- к ~ 8000 cal BP уровень воды в морено-подпрудном озере Акхоль был ниже 2230 м н.у.м. (современный уровень озера – 2206 м н.у.м., максимального уровня – 2380 м н.у.м. озеро достигало во время подпруживания его ледником в неоплейстоцене).

- к ~ 5000 cal BP все высокоэнергетические потоки из ледниково/морено-подпрудных озер Киндыктыкуль и Акхоль уже прошли по долине р. Моген-Бурен.

- все возможные катастрофически процессы, связанные со спусками остаточных озер в голоцене произошли ранее 3000 cal BP; после 3000 cal BP развитие гидросети происходило без катастрофических последствий для древнего человека.

В заключение подчеркнем, что, в отличие от торфов, вследствие открыто-закрытого характера углеродного обмена в почвах радиоуглеродные даты палеопочв фактически фиксируют минимальное время их погребения (Орлова, Панычев, 1982), тогда как сам процесс почвообразования может длиться несколько тысяч лет. Это обстоятельство требует многократного датирования ключевых объектов во избежание ошибок в палеогеографических построениях.

Работа проведена при поддержке РФФИ (гранты 13-05-00555, 13-04-01829, 15-05-06028).

Список литературы:

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 182 с.

Орлова Л.А., Панычев В.А. Погребенные почвы и проблема надежности датирования их по радиоуглероду // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука. – 1982. – С. 28-36.

Рудой А.Н. Геоморфологический эффект и гидравлика позднеплейстоценовых йокульлаупов ледниково-подпрудных озёр Южной Сибири // Геоморфология. – 1995. – Вып. 4. – С. 61–76.

Русанов Г.Г. Изменение климата Чуйской котловины Горного Алтая по фауне остракод // Успехи современного естествознания. – 2010. – № 10. – С. 20–25.

Agatova A.R., Nepop R.K., Slyusarenko I.Yu., Myglan V.S., Nazarov A.N., Barinov V.V. Glacier dynamics, palaeohydrological changes and seismicity in southeastern Altai (Russia) and their influence on human occupation during the last 3000 years // Quaternary International. – 2014a. – Vol. 324. – P. 6–19.

Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., Slyusarenko I.Yu., Orlova L.A. Human occupation of South Eastern Altai highlands (Russia) in the context of environmental changes // Archaeological and Anthropological Sciences. – 2014b. – DOI 10.1007/s12520-014-0202-7.

ТОРФЯННИКИ И ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА

М.М. Адаменко

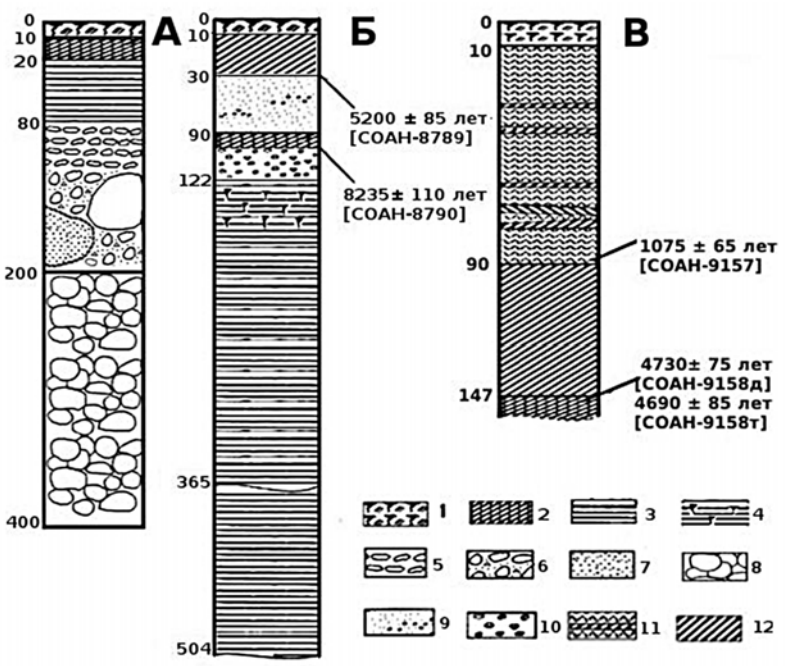
Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк

adamenko.marina@gmail.com

PEATLANDS AND LAKE-GLACIAL SEDIMENTS OF THE KUZNETSK ALATAU MOUNTAINS AND THEIR IMPORTANCE FOR THE RECONSTRUCTION PALEOGEOGRAPHIC EVENTS IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

M.M. Adamenko, Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia

Современный гляциальный рельеф Кузнецкого Алатау органично включает в себя горно-ледниковые озера и развивающиеся на них торфяники. Только в верховьях р. Каратас (Тигертышский горный узел) сосредоточено более 50-ти озер, из которых 7 – длинной от 500 до 1200 м. Значительная часть горно-ледниковых озер – каровые, обрамлены скалистыми гребнями высотой до 400 – 500 м. Глубины отдельных озерных ванн превышают 50 м (Шпинь, 1973). Озерно-ледниковые осадки, формирующиеся в этих водоемах, являются ценным источником палеогеографической информации о климатических изменениях в конце неоплейстоцена – голоцене. Наряду с современными приледниковыми озерами в регионе выявлены и древние морено-подпрудные озера. Они занимают понижения за фронтальными моренными валами или перед ними (там где ледник выходил в долины магистральных рек). В настоящее время котловины этих озер полностью заполнены озерно-ледниковыми глинами и перекрыты аллювиальными галечно-песчаными осадками и торфами. Разрезы этих отложений описаны автором в обнажениях и шурфах в долинах ручья Бол. Хунулхузух, рек Бельсу и Озерной и изучены радиоуглеродным (датирование проведено к.г.н. Л.А. Орловой ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, возраст откалиброван д.г.н. О.Н. Соломиной, ИГ РАН), палеокарпологическим и малакофаунистическим (проведен к.г.н. И.И. Тетериной СибГИУ) методами. Стратиграфические схемы обнажений представлены на рисунке.



Схемы разрезов торфов и подстилающих их отложений. А – р. Бельсу, Б – руч. Бол. Хунулхузух; В – р. Озерная: 1 – растительный слой, 2 – травяно-древесный торф с обилием остатков древесной растительности, 3 – ленточные озерно-ледниковые глины, 4 – ленточные озерно-ледниковые глины с высоким содержанием растительной органики; 5 – плотно спрессованный плохо окатанная галька, 6 – моренные отложения, 7 – линза песка, отделенная от моренных отложений плотной ожелезненной коркой, 8 – крупный современный аллювий, перекрывающий моренные отложения, 9 – песок крупный бурый с прослойками галечника, 10 – мелкий плохо окатанный галечник с крупным песком; 11 – оранжево-бурый моховой торф с прослойками бурого травянистого торфа; 12 – серо-коричневый травяной торф высокой степени разложения.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать выводы о динамике климата Кузнецкого Алатау в очерченный выше отрезок времени.

Обнажение в долине р Бельсу (рис., А) указывает на то, что в максимум последней ледниковой эпохи ледник из долины левого притока – р. Верх Тайжасу выходил за пределы трога в долину р. Бельсу, формируя ледник подножий. Перед выходом языка происходило формирование временных озер. На это указывает наличие в донной морене линз промытого песка, отделенного от моренных отложений ожелезненной коркой, которые, вероятно, являются каналами подледного стока, заполненными осадками.

Скорость накопления осадков в подпрудных горных озерах в позднем и раннем голоцене были оценены на Полярном Урале, как 1,5 м в 1000 лет (Троицкий, 1976). Основываясь на этой оценке можно в первом приближении предположить, что отложение слоя озерно-ледниковых слоистых глин в долине руч. Бол. Хунулхузух (рис., Б) мощностью более 3,8 м (цоколь не вскрыт) происходило в течение 1-3 тыс. лет. Учитывая датировку с перевырывающего озерные глины слоя торфа в 9.4-8.8 тыс. лет (калиброванный возраст), и их мощность более 3,8 м можно датировать морену, подпруживающую конкретное палеоозеро, как поздненеоплейстоценовую (старше 12 тыс. лет, но младше 18-16 тыс. лет, поскольку на ней отсутствует лесс).

Таким образом, в конце позднеледнековья – раннем голоцене в Кузнецком Алатау присутствовали морено-подпрудные озера, которые получали прямой сток с тающих ледников. Отсутствие малакофауны в этих отложениях является хорошим доказательством ледникового происхождения воды, питающей озера.

Котловина озера в долине руч. Бол. Хунулхузух была полностью заполнена озерно-ледниковыми глинами в раннем голоцене. 9,4-8,8 тыс. л.н. (калиброванный возраст) озеро потеряло связь с ледниками, и в этой депрессии началось формирование торфа.

Результаты палеокарпологического анализа отложений показывают, что в раннем голоцене в Кузнецком Алатау происходили повторяющиеся изменения климата. При этом в теплые периоды климата растительность была похожа на современную, а в холодное время берега морено-подпрудных озер покрывала каменистая тундра (по аналогии с растительностью перигляциальных зон современных ледников). 8,8-9,4 тыс. л.н. климат в Кузнецком Алатау был теплее и суше, чем сегодня. Наличие древесных остатков (в том числе стволов) в торфяниках того времени показывает, что лес произрастал там, где сейчас развиваются моховые безлесные болота. Начало накопления торфа в горах Кузнецкого Алатау началась около 8-9 тысяч лет назад, что синхронно с началом накопления торфа в Западной Сибири (Инишева, Березина, 2013).

В долине реки Озерная в исследованном слое торфяников (рис., В) определены два стратиграфических перехода. Первый переход соответствует смене согрового ландшафта разнотравьем. Он произошел 5,5-5,3 тыс. л.н. (калиброванный возраст) назад, что соответствует началу неогляциального периода: в Северном полушарии это был переход к общему похолоданию и наступлению ледников, в том числе и на Алтае (Назаров, Соломина, Мыглан, 2012). Второй стратиграфический переход соответствует смене разнотравья моховым болотом. Он произошел около 1,2-0,9 тыс. л.н. (калиброванный возраст), что соответствует окончанию средневекового климатического оптимума, во время которого верхняя граница леса на Алтае проходила на высоте не менее 2450 м (Назаров, Соломина, Мыглан, 2012) и указывает на общее охлаждение и увлажнение климата, при переходе к Малому ледниковому периоду.

Скорость накопления торфа в горных болотах Тигертышского горного узла сильно варьирует и определяется, прежде всего, местными условиями. В долине руч. Бол. Хунулхузух средняя скорость накопления верх-

него слоя торфа составляет 0,03 – 0,05 мм / год. В долине реки Озерная средняя скорость накопления торфа значительно выше – 0,3 мм / год.

Таким образом, полученные результаты изучения торфяников и озерно-ледниковых глин Кузнецкого Алатау позволяют наметить последовательность основных палеогеографических событий позднего неоплейстоцена и голоцена.

Список литературы:

Шпинь П.С. Горно-ледниковые озера Кузнецкого Алатау // Природа Кузбасса. – Новокузнецк: Изд-во Новокузнецкого полиграфкомбината, 1973. – С. 37-40.

Троицкий Л.С. Гляциальный морфогенез и история оледенения Полярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы гляциол. исслед. – 1976. – № 28. – С. 39-53.

Инишева Л.И., Березина Н.А. Возникновение и развитие процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине // Вестн. Том. гос. ун-та. – 2013. – № 366. – С.172-179.

Назаров А.Н., Соломина О. Н., Мыглан В. С. Динамика верхней границы леса и ледников Центрального и Восточного Алтая в голоцене // Доклады Академии Наук. – 2012. – Т. 444. – № 6. – С. 1–5.

ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

К.М. Акпамбетова

Карагандинский государственный университет им. Е.А. Букетова, Караганда, Казахстан

akamshat@yandex.ru

GEOARCHAEOLOGICAL RESEARCH IN KAZAKHSTAN

K.M. Akpambetova, Karaganda State University named after E.A. Buketov, Karagandy, Kazakhstan

Территория Казахстана практически полностью охвачена археологическими работами, которые дают достаточно обширный материал для геоархеологических исследований и будут способствовать развитию в археологии геологических и геоморфологических методов.

Западный Казахстан. В курганном комплексе «Кырык-Оба» выделяются так называемые «царские» курганы, высотой от 8 до 20 м, и диаметром 80-150 м. На этих насыпях имеются глубокие воронки – следы древних ограблений. Главный курган является одной из самых высоких отметок местности. Отсюда хорошо просматривается долина реки Кырык-Оба, являющаяся притоком реки Урал. За ней находятся современные техногенные ландшафты, обязанные своим происхождением Аксайскому газоперерабатывающему комплексу. Территория комплекса «Кырык-Оба» входит в подзону умеренно сухой степи и сложена тяжелосуглинистыми и среднесуглинистыми отложениями с развитыми на них тёмно-каштановыми почвами. Ландшафты представлены формами рельефа, характеризующиеся пологими северными склонами водоразделов и более крутыми южными склонами. Равнинность территории комплекса «Кырык-Оба» не нарушена резкими перепадами высот, имеются лишь нераспаханные участки с понижениями и повышениями. Курганы в плане имеют асимметричную форму. При этом как наружное, так и внутреннее устройство курганов весьма разнообразно, и, как отмечают исследователи, они изначально были сложными архитектурными сооружениями (Сдыков, 2014).

Обширные пустынные просторы Прикаспийских Каракумов, долины реки Эмба, Устюрта и Мангышлака насыщены огромным количеством разнообразных надгробных памятников. Значительная часть их сосредоточена на родовых кладбищах – некрополях. Один из них, некрополь Шопан-ата, находится в юго-восточной части полуострова. Он раскинулся по обе стороны неглубокого и узкого оврага, спускающегося по склону одноимённого холма. На юго-западе некрополя находятся подземная мечеть и гробница Шопан-ата, древнейшие надгробные памятники, построенные огузо-кипчакскими племенами, обитавшими здесь в X-XIII вв. Это – ограды, бескупольные мавзолеи (сагана-тамы), стелы – кулпытасы и койтасы, которые в результате процессов выветривания сильно разрушились (Мендикулов, 1987).

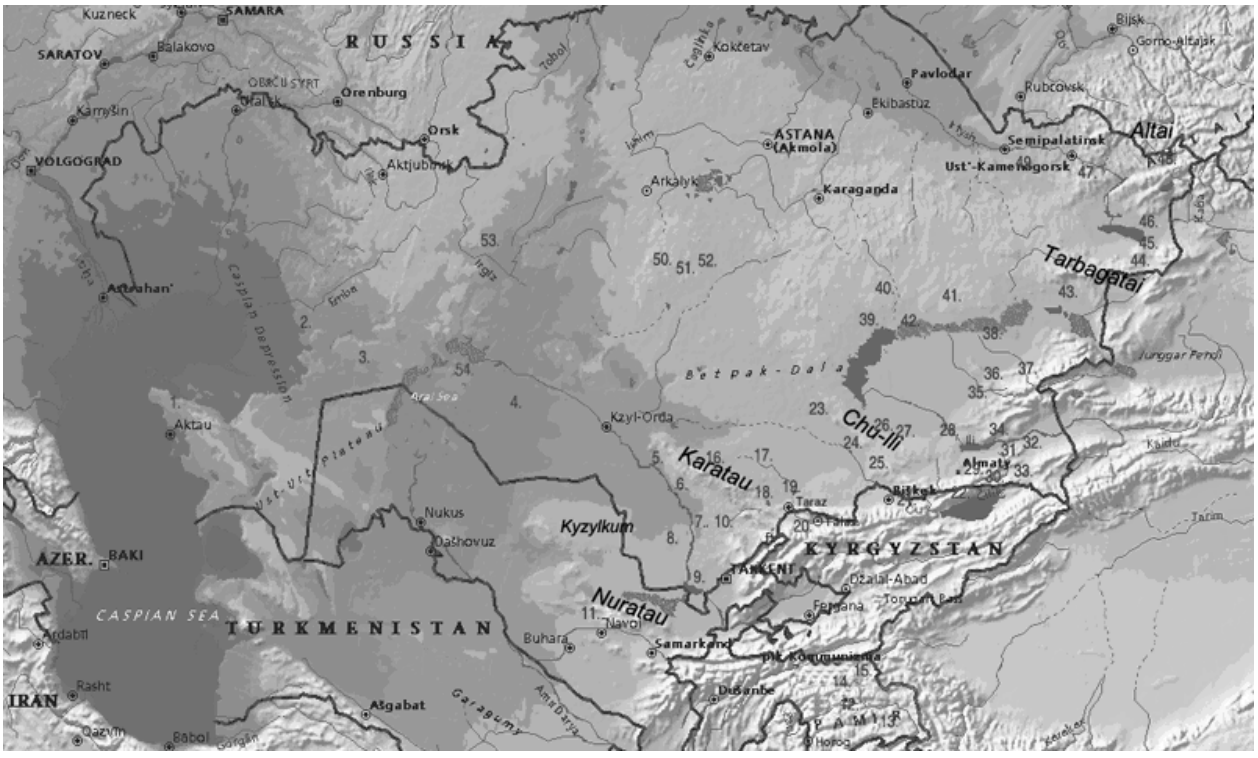
Восточный Казахстан. В горных районах Южного Алтая, на берегах рек Бухтармы и Нарыма сосредоточена значительная часть памятников сакского периода. Из них исследованы Берель, Катон, Курты, Майенир, Кулажорга, Баты, Чиликты. Памятники материальной культуры, найденные на этих могильниках, ученые относят к трем этапам культуры эпохи железа: майемирскому (VII-VI вв. до н.э.), берелъскому (V-IV вв. до н.э.), кулажоргинскому (III-I вв. до н.э.). Такое деление на этапы объясняется различиями в конструкциях погребальных сооружений и некоторыми особенностями традиций и обрядов различных родов и племен. Например, на майемирском этапе у отдельных племен существовал обряд захоронения покойника вместе с его конем, поэтому и конструкции погребальных сооружений были сложными. У древних жителей побережий Иртыша и Зайсана существовал другой обряд погребения. Курганные насыпи возводились из земли с примесью гальки, в погребальных ямах редко встречаются захоронения лошадей и деревянные срубы. Бронзовых орудии, оружия и вещей становится меньше, а железных — больше. Украшений очень много, кроме того, они очень изящны и красивы, изготовлены из дерева, кости, кожи, войлока, бронзы и золота. В степях между Тарбагатаем и верховьями Иртыша распространены погребальные сооружения так называемого кулажоргинского типа. Каменные ящики составлялись из четырех или более массивных неотесанных плит, вкопанных на ребро и сверху покрытых плитами. Захоронения усопших производились на спине, вытянуто, головой на запад или восток.

Восточный Казахстан является одним из важнейших регионов распространения петроглифов. Поэтому выявление и изучение наскальных изображений Верхнего Прииртышья всегда будет перспективным, т.к. актуальными остаются проблемы, связанные с датировкой и расшифровкой, совершенствованием методики полевой фиксакции и т.д.

Центральный Казахстан. На территории Центрального Казахстана в VII-I вв. до н. э. сложилась так называемая тасмолинская культура, получившая свое название по исследованным могильникам урочища Тасмола. Особенностью курганов этой культуры является наличие у некоторых из них каменных гряд, или, как условно их называют, "усов". Такие курганы представляют собой сложный погребальный комплекс. Обычно к основному кургану примыкает или находится на расстоянии с восточной стороны малый курган, от которого на восток отходят две дугообразные гряды. В большом кургане под насыпью находилось захоронение человека в грунтовой яме, а в малом кургане – захоронение лошади с деревянной посудой. Секрет "усатых" курганов до сих пор не раскрыт. Если одни ученые утверждают, что это признак "огнепоклонения", то другие считают это признаком жертвоприношения коня покойного.

По мнению археолога М.К. Кадырбаева, в тасмолинской культуре выделяются три этапа. Первый этап охватывает VII-VI вв. до н. э. На этом этапе покойников хоронили вместе с лошадью. На втором этапе, V III вв. до н. э., традиции в погребальном обряде сохраняются, но исчезает обычай захоронения лошадей. На третьем этапе, III- I вв. до н. э., сохраняются прежнее устройство и форма курганов, однако тела покойников располагались головой на юг. Найдены набор керамической посуды шаровидной формы с уплощенным дном, образцы алебастровых курильниц – все это близко к обряду погребения сарматских племен. Такое явление некоторые исследователи связывают с возможным передвижением сарматских племен Южного Приуралья и Западного Казахстана не только в Среднюю Азию, но и на территорию Центрального Казахстана. Исследованные памятники эпохи железа – преимущественно могильники и курганы.

Южный Казахстан. В 40 км к северо-западу от г. Туркестан находятся развалины городища Сауран. Это самые эффектные и наиболее сохранившиеся средневековые руины в Казахстане. Со времени первого археологического обследования (Байпаков, 1986) в специальной литературе Сауран понимается и описывается как отдельное городище, имеющее в плане вид овала и окруженное сравнительно хорошо сохранившимися крепостными стенами. Пригородная зона со следами средневековых агро-ирригационных планировок понимается как обширная сельскохозяйственная округа, площадь которой оценивается по-разному и приблизительно. До сих пор при визуальном осмотре, а тем более – на аэрофото, здесь четко различимы отдельные усадьбы с прямоугольными огороженными приусадебными участками садов, виноградников и огородов, сеть каналов и арыков. Еще в конце 60-х годов в результате дешифровки аэрофотографий окрестностей городища были выявлены следы кяризов – подземных водоводных галерей, подводивших грунтовую воду к городу. Как имеющее отношение к Саурану, так же со времен П. Лерха, описывается городище Миртобе в 6 км к северу. С ранней историей города Сауран связывается городище Каратобе, расположенное в трех км южнее позднесредневековой крепости и имеющее культурные слои датируемые с сер. I тыс. н.э. до XIII в.



Карта геоархеологических исследований (www.lgakz.org). 1,2,…54 – геоархеологические объекты

Средневековый город Сауран располагался в нижней дельтовой части трех бывших горных речек, бравших начало в горах Каратау – Тастаксай, Аксай и Майдантал, стекающих с южных склонов гор Каратау в сто-

рону Сырдарьи. Их средние и нижние русла имели множество параллельных, отклоняющихся и сходящихся разветвлений. В Майдантале находятся самые крупные наземные и подземные потоки воды и фактически этот район составляет главный гидрологический фундамент бассейна. В связи с расположением в центральной и более низкой местности, река Аксай имеет среднее и нижнее русло, которое снабжается водой в месте, где сходятся подземные воды двух других потоков. Кроме рек Тастаксай и Майдантал, и более низких участков реки Аксай, которые имеют хоть и скудный, но постоянный поток воды почти в течение круглого года, все другие реки имеют водоток только весной (Смагулов, 2008; Акишев и др., 1987). Наскальные рисунки обнаружены в горах Каратау, Хантау, Кульджабасы, Тамгалы (горы Шу-Или), Тамгалытас (низовья реки Или), Ешкиолмес, Баянжурек, Тасбас.

Таким образом, создание геоинформационного банка данных археологических памятников (ГИС-база), интегрируемого с существующими к настоящему моменту банками данных земельного фонда Казахстана, даст возможность объединения в единую справочную и аналитическую систему, позволяющую работать с ней государственным и научным учреждениям. Общая ГИС-карта археологических памятников необходима для органов государственного контроля памятников историко-культурного значения, органов контроля и распределения земельного фонда, научных и исследовательских организаций, а также отдельных учёных-исследователей для анализа геоисторической ситуации.

Список литературы:

Сдыков М.Н. Материалы Западно-Казахстанского областного центра истории и археологии, 2014 //http://www.arhcentr.kz/ru/kyryk-oba

Мендикулов М.М. Памятники народного зодчества Западного Казахстана. – Алма-Ата: Өнер, 1987. – 160 с.

Байпаков К.М. Средневековая городская культура Южного Казахстана и Семиречья. – Алма-Ата: Наука, 1986. – 256 с.

Смагулов Е.А. Средневековой археологический комплекс Сауран в Южном Казахстане, 2008. //www.transoxiana.org

Акишев К.А., Байпаков К.М., Ерзакович Л.Б. Отрар в XIII-XV веках. – Алма-Ата: Наука, 1987. – 256 с.

Веб сайт: www.lgakz.org

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Н.В. Алексеева[1], А.А. Щетников[2], М.А. Ербаева[1], И.А. Филинов[2], Ф.И. Хензыхенова[1]. Б.Д.-Ц. Намзалова[1]

[1] *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

ochotona@mail.ru, erbajeva@gin.bscnet.ru, khenzy@gin.bscnet.ru,

[2]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия,* shch@crust.irk.ru, filinov@crust.irk.ru

PLEISTOCENE BIOSTRATIGRAPHY OF THE SOUTH EAST SIBERIA

N.V. Alexeeva, M.A. Erbajeva, F.I. Khenzykhenova, B.D.-Ts. Namzalova Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia;

A.A. Shchetnikov, I.A. Filinov Institute of Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Согласно Международной стратиграфической шкале (Gibbard et al., 2010) основание плейстоцена проводится в подошве гелазия, датированного временным интервалом 2.58 млн лет, что соответствует нижнему возрастному пределу существования фауны хапровского комплекса Восточной Европы.

В связи с этим нижняя граница плейстоцена в изучаемом регионе юга Восточной Сибири отнесена нами к основанию фауны Итанцинского комплекса в Западном Забайкалье и Подтокской фауны в Предбайкалье, являющихся стратиграфическими аналогами хапровской фауны. Осадки, включающие эти фауны, представлены красноцветами: в Западном Забайкалье – отложениями верхней части чикойской свиты (Базаров, 1968; Равский и др., 1964), в Предбайкалье – это «верхние красноцветы (охристой свиты)» (Структура…1976, с. 61).

Для расчленения осадков плиоцен-плейстоцена, выявления хронологического распространения их и решения вопросов стратиграфии региона широко использовались ранее геологические и палеонтологические данные, преимущественно остатки мелких млекопитающих. В настоящее время на территории юга Восточной Сибири нами проводятся детальные исследования в рамках проекта по изучению изменений природной среды и климата прошлого, являющейся актуальной проблемой современности. Проводятся данные работы на основе новых комплексных подходов с использованием разнообразных геологических, геохимических, палеонтологических, палеомагнитных, петромагнитных методов и привлечением данных абсолютного датирования и др. В последние годы открыты и изучены в регионе новые разрезы с фауной, проводятся детальные исследования и ревизия на известных опорных разрезах, таких как Тологой, Засухино, Усть-Одинский и др. (Ербаева, Алексеева, 2009; Shchetnikov et al., 2015а,б). Собран богатый новый палеонтологический материал из многочисленных местонахождений Западного Забайкалья и Предбайкалья. Интенсивные исследования, проводимые в регионе, позволили получить новые данные по стратиграфической последовательности фаун и включающих их осадков и в некоторых случаях заполнить пробелы, существовавшие во временной последовательности фаун.

В связи с увеличением объема раннего плейстоцена в фауне мелких млекопитающих этого временного интервала прослеживается несколько этапов. Наиболее древняя фауна раннего плейстоцена Западного Забайкалья представлена Итанцинским комплексом, для которой характерно появление впервые в составе фауны из

крупных млекопитающих представителей рода *Equus*, сменивших виды рода *Hipparion*. В составе фауны мелких млекопитающих впервые появились роды *Clethrionomys*, *Cromeromys, Allactaga* и *Spermophilus*. Род *Spermophilus* включает представителей обоих подродов (*Spermophilus* и *Urocitellus*) и является доминирующим элементом в фауне мелких млекопитающих (до 70%). Прогрессивная форма *Villanyia klochnevi* сменила плиоценовую корнезубую полевку *V. eleonorae* и сократилось количество и обилие рода *Mimomys* (Ербаева, Алексеева, 2009).

В Предбайкалье в составе раннеплейстоценовой Подтокской фауны доминирующими формами были корнезубые полевки родов *Mimomys* и *Villanyia* (до 90%), присутствуют представители родов *Allactaga, Clethrionomys, Ochotona*, но отсутствует род *Spermophilus.* При общем сходстве состава фауны, свидетельствующем о возможной близости природных условий и климата этих двух регионов приведенные данные свидетельствуют о существовании различий в региональных условиях.

Следующий этап раннего плейстоцена представлен додогольской и устьоборской фаунами, которые являются стратиграфическими аналогами псекупской фауны Восточной Европы. В Предбайкалье этот этап характеризуется фауной местонахождений Малые Голы I и II (Структура..., 1976). Для фаун этого временного интервала характерно появление родов *Allophaiomys, Borsodia, Lagurodon, Prolagurus,* сокращение количества и обилия таксонов рода *Villanyia*.

Новый раннеплейстоценовый этап развития мелких млекопитающих юга Восточной Сибири характеризуется, как и для всей умеренной зоны Евразии, снижением численности и разнообразия *Mimomys*. Для сообщества пеструшек характерна смена родов *Prolagurus* и *Lagurodon* родами *Eolagurus* и *Lagurus.* В это время резко возрастает роль представителей рода *Terricola,* появляются роды *Lasiopodomys* и *Microtus* и увеличивается разнообразие полевок. Фауна этого временного интервала может считаться стратиграфическим аналогом фауны таманского комплекса Восточной Европы.

Финальный этап развития мелких млекопитающих раннего плейстоцена региона характеризуется сокращением разнообразия полевок. В составе фауны исчезают полностью роды *Terricola, Allophaiomys, Borsodia, Lagurodon, Prolagurus, Alticola, Myopus* но продолжает существовать род *Lasiopodomys* и наблюдается расцвет пеструшек рода *Eolagurus*.

Дальнейшее ухудшение климата в сторону иссушения и усиления похолодания привело в среднем плейстоцене к формированию в Западном Забайкалье ландшафтов сухих степей, полупустынь и пустынь с доминированием фауны аридных экосистем. Многочисленными и разнообразными становятся представители таксонов *Eolagurus* и *Allactaga,* впервые появляются роды *Ellobius, Meriones, Dipus*, пеструшки представлены видом *Lagurus transiens.*

Интенсивные изменения климатических и природных условий, наблюдавшиеся в позднем плейстоцене, отразились на преобразованиях в сообществе млекопитающих. Фауны этого временного интервала значительно отличаются от одновозрастных фаун прилегающих территорий Предбайкалья. В Забайкалье, являющейся частью Центрально-Азиатской провинции, в связи с аридными условиями природной среды отсутствовали резкие ландшафтно-климатические изменения при смене тёплых эпох холодными. Различие в фаунах ограничивалось лишь количественным соотношением слагающих фауну видов (Khenzykhenova, 2008). В Прибайкалье и Предбайкалье существовали более гумидные климатические условия, были широко распространены перигляциальные степные группировки, чередовавшиеся с тундровыми, населенные тундростепными ассоциациями мелких млекопитающих (Алексеева, 2005; Хензыхенова, Семеней, 2010). Особенно это характерно для периодов резких похолоданий – криохронов, когда создавались условия для формирования парадоксального сообщества грызунов, т.н. дисгармоничных фаун (Khenzykhenova, 1999). Типичными их представителями являются копытные лемминги, остатки которых присутствуют в сартанских (МИС2) отложениях разрезов Игетей, Мальта, Озерная Баля, Куртун-1, Писарево, Сарафанка (Филиппов и др., 1995), а также в муруктинском горизонте (МИС4) разреза Усть-Одинский (Shchetnikov et al., 2015). Для сартанских отложений обширной территории Иркутского амфитеатра такие таксоны копытных леммингов, как *Dicrostonyx* cf. *henseli u D.* cf. *guilielmi* признаны руководящими формами (Филиппов и др., 1995). Часто в совместном залегании с ними присутствуют остатки степной пищухи, степной пеструшки, длиннохвостого суслика, хомячка (Филиппов и др., 1995; Khenzykhenova et al., 2011; Sato et al., 2014; Shchetnikov et al., 2015).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 15-05-01858, 15-05-01644, 15-05-01811).

Список литературы:

Алексеева Н.В. Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое // М.: ГЕОС, 2005. – 141 с.

Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья // – Улан-Удэ, 1968. – 166 с.

Ербаева М.А., Алексеева Н.В. Биохронологическая последовательность фауны мелких млекопитающих плиоцена и плейстоцена Западного Забайкалья: проблемы и задачи биостратиграфии // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном Геологическом Конгрессе (Норвегия, 2008 г.). М.: ГЕОС, 2009. – 53-58.

Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А. и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1964. – Вып.105. – 278с.

Структура и история развития Предбайкальского прогиба / Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. и др. – М.: Наука, 1976. – 134 с.

Хензыхенова Ф.И., Семеней Е.Ю. 2010. Палеосреда каргинского интерстадиала (OIS3) Предбайкалья и юго-западного Прибайкалья по палеозоологическим данным // Mongolian Journal of Anthropology, Archaeology and Ethnology. The Official Journal of the National University of Mongolia, vol. 6, № 1 (365): 126-134.

Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C. & The Subcommission on Quaternary Stratigraphy. -Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma // Journal of Quaternary Science. – 2010 – 25 (2) – P. 96-102.

Khenzykhenova F.I. Pleistocene disharmonious faunas of the Baikal region (Russia, Siberia) and their implication for palaeogeography // Anthropozoic, 1999, vol. 23: 119-124.

Khenzykhenova F.I. Paleoenvironments of Palaeolithic humans in the Baikal region // Quaternary International, 2008, vol. 179: 53-57.

Khenzykhenova F., Sato T., Yoshida K.., Lipnina E., Medvedev G., Kato H., Kogai S., Maximenko K., Novosel'zeva V. Upper paleolithic mammal fauna of the Baikal region, east Siberia (new data) // Quaternary International, 2011, vol. 231: 50-54.

Sato T., Khenzykhenova F.I., Simakova A., Danukalova G., Morozova E., Yoshida K., Kunikita D., Kato H., Suzuki K., Lipnina E., Medvedev G., Martynovich N. Paleoenvironment of the Fore-Baikal region in the Karginian Interstadial: Results of the interdisciplinary studies of the Bol'shoj Naryn site // Quaternary International, 2014, 333: 146-155.

Shchetnikov A.A., F.I. Khenzykhenova, A.N. Simakova, E.Y. Semenei, I.A. Filinov. Changes of environments and climate during the Late Pleistocene and Holocene reconstructed from aeolian and colluvial deposits of the Zaktui site (Tunka rift valley, Baikal region) // Quaternary International, 2015a, 355. – P. 80-89.

Shchetnikov A.A., Semenei E.Y., Filinov I.A., Khenzykhenova F.I. New data on the Late Pleistocene stratigraphy and paleoenvironment of the South-Western Baikal area (Siberia) // Quaternary International, 2015b, 355. – P. 65-79.

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И РАЗНООБРАЗИЕ ПОЧВ

В.М. Алифанов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, г. Пущино, Россия

alifanov_v@mail.ru

PALEOCRYOGENESIS AND A VARIETY OF SOIL

V.M. Alifanov, Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science Russian Academy of Sciences

В современном учении о почве и почвенном покрове как части биосферы Земли историко-генетические проблемы почвообразования, приобретают все большую актуальность. Наименее изученными остаются самые ранние этапы формирования почв, в период перехода от плейстоцена к голоцену, когда процессы почвообразования начали испытывать сильное влияние палеокриогенеза.

Поздний плейстоцен – время разномасштабных, непрерывно меняющихся геологических и палеоэкологических процессов, следствия которых непосредственно влияют на современное почвообразование.

Для науки о почвах достижения смежных дисциплин (четвертичной геологии, криолитологии, палеогеографии) имеют большое значение, так как современные почвы и почвенный покров имеют сложную и длительную историю развития, начало которой мы относим к позднему плейстоцену.

Главной отличительной особенностью заключительной стадии последней валдайской ледниковой эпохи является перелом в направленном развитии природы, названный А.А. Величко (1973) главным климатическим минимумом плейстоцена. Направленное похолодание в плейстоцене, о котором писал К.К. Марков (1986), привело к господству антициклональных условий и становлению сурового, наиболее континентального за всю историю плейстоцена и кайнозоя в целом климата. На вторую половину валдайской эпохи приходится в Европе главная фаза развития мерзлотных процессов (Марков 1986, Величко 1973, Палеоклиматы и палеоландшафты…, 2009). Главный пик похолодания (примерно от 20 до 15 тысяч лет назад) привел к «подлинному расцвету криолитозоны» и возникновению общепланетарного пояса многолетней мерзлоты, южная граница которой на Восточно-Европейской равнине достигала 48° с.ш. «В европейском секторе позднеплейстоценовой криогенной области выделяются три главных криогенных горизонта. В Восточной Европе они получили названия смоленского, владимирского и ярославского горизонтов. Нижний из них – смоленский имеет возраст около 100-110 (фаза а) и 85-90 (фаза б) тысяч лет назад. Второй, владимирский, нарушает почвы брянского интерстадиала, и основная фаза его развития приходится на время около 25-23 тысяч лет назад. Самый молодой ярославский криогенный горизонт формировался во время максимума похолодания 20-18 тысяч лет назад. Он отражает наиболее низкотемпературные условия криоморфогенеза, когда развивались самые мощные системы ледяных и льдогрунтовых жил. Именно в это время позднеплейстоценовая криогенная область Северного полушария достигла своих максимальных размеров» (Палеоклиматы и палеоландшафты…, 2009, с. 44-45). В центре Восточно-Европейской равнины были развиты повторно-жильные льды и клиновидные грунтовые структуры (**КГС**) мощностью по вертикали до 3-4 м и размером полигонов 15-20 м (Величко 1973, Алифанов 1995, Алифанов и др. 2010). Такие условия соответствуют фазе «а» ярославского криогенного горизонта. С фазой «б» ярославского криогенного горизонта (поздний дриас) связано активное проявление других криогенных процессов – мелкополигонального морозобойного растрескивания. Во время этого похолодания многолетняя мерзлота сдвинулась к югу на 700-800 км.

Во время ярославского криогенного этапа был сформирован полигонально-блочный микрорельеф, который к началу голоцена оказался погребенным новым суглинистым наносом, на котором развивались современные почвы. Но, даже оказавшись на глубине 1-2 м, этот реликтовый микрорельеф оказывает влияние на формирование современного почвенного покрова через организацию современной дневной поверхности. Реликтовые

межблочные понижения спроецировались на современную дневную поверхность, создав на ней регулярную систему микропонижений, в результате чего сформировался микрорельеф, состоящий из разных элементов.

Современный почвенный покров формируется в виде комплексов почв, в которые входят почвы повышений (блоков) и почвы межблочных понижений. Например, в дерново-подзолистых и серых лесных почвах в понижениях микрорельефа обнаруживаются крупные КГС глубиной до 3 м (рис. 1). В черноземах микропонижения формируются над скоплениями (сгущениями) языков-клиньев высотой около 1 м.

Выявленный палеокриогенный полигонально-блочный микрорельеф существенно влияет на гидрологический режим почв, на формирование морфологических и физико-химических характеристик исследованных черноземов, серых лесных и дерново-подзолистых почв, определяя тем самым разнообразие почвенного покрова.

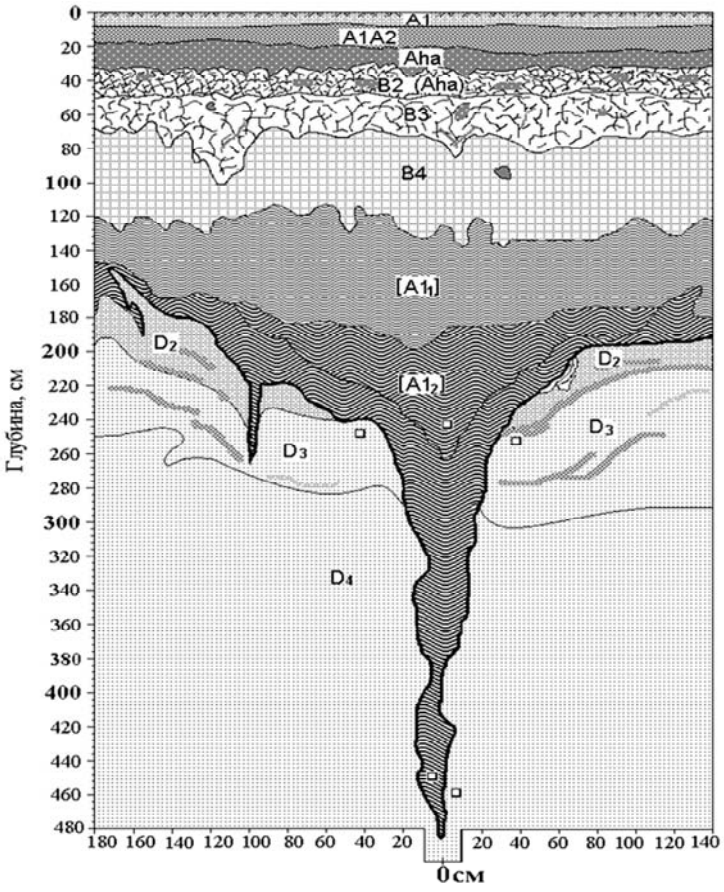


Рис. 1. Морфология серой лесной почвы и клиновидной грунтовой структуры. Межблочное понижение. Юг Московской обл. A1, Aha, B4, [A1 1],D2, D3 и др. – генетические горизонты.

Влияние процессов палеокриогенеза на исследованные почвы проявляется на разных уровнях структурной организации почв: а) на уровне почвенного покрова, выражающееся в формировании разных типов и подтипов почв на разных элементах палеокриогенного полигонально-блочного микрорельефа; б) на уровне почвенного профиля, выражающееся в разном строении профилей и в разных физико-химических характеристиках генетических горизонтов, в разнопорядковой полигональности трещинных образований, отражающих разную напряженность процессов палеокриогенного литогенеза в разные стадии формирования почвообразующих пород.

Современное развитие дерново-подзолистых, серых лесных почв и черноземов, наложенное на палеокриогенный микрорельеф, имеет результатом разное строение почвенных профилей в каждой из двух зон палеокриогенного комплекса – блочном повышении и межблочном понижении. Совокупность всех рассмотренных показателей (морфологических, физико-химических) показывает, что разница в строении профилей почв выражается на уровне типа и подтипа почв. Процессы, обусловленные нахождением почвы в палеокриогенном микропонижении, переводят данную почву в другое классификационное положение (рис. 2).

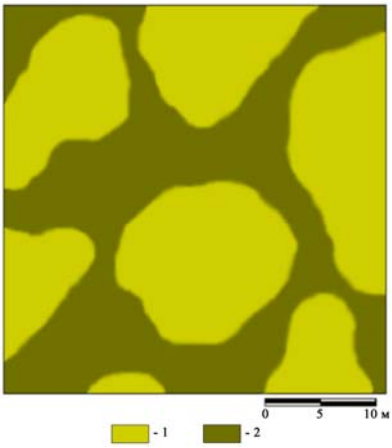


Рис. 2. Почвенная карта. Черноземы. Заказник «Каменная степь». Воронежская обл. 1 – черноземы обыкновенные, 2 – черноземы типичные.

Почвенный покров центра Восточно-Европейской равнины имеет комплексную структуру в виде кольцеобразных, ритмически повторяющихся элементарных почвенных ареалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 15-04-04418-а).

Список литературы:

Алифанов, В.М. 1995. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино: Издательство ОНТИ Пущинского научного центра Российской академии наук, 318 с.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. 2010. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. Москва: ГЕОС, 160 стр., + вкл.

Величко, А.А.1973. Природный процесс в плейстоцене. Москва: Издательство Наука, 256 с.

Марков, К.К. 1986. Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения. Москва: Издательство Наука, 280 с.

Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоен – голоцен. Атлас-монография. 2009. Москва: Издательство ГЕОС, 120 с.

К ВОПРОСУ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

А.Е. Алтынов[1], С.С. Карпухин[2]

[1]*Московский государственный университет геодезии и картографии (МИИГАиК) Москва, Россия,* *alt*010149@yandex.ru,

[2] *Открытое Акционерное Общество «Научно-исследовательский институт точных приборов», ОАО «НИИ ТП», Москва, Россия, stanislav_karp@mail.ru*

THE QUESTION to RELIEF MODELING FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION

A.E. Altynov, Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow, Russia;
S.S. Karpuhin, Open Joint-Stock Company «Scientific Research Institute of Precision Instruments», Moscow, Russia

Палеографические реконструкции, осуществляемые в процессе выявления и анализа морфолитоструктур краевых ледниковых образований, являются важным звеном в понимании динамики развития рельефообразования и формирования осадочного четвертичного покрова Русской равнины и Западно-Сибирской низменности. На современном этапе в основе инновационных палеогеографических реконструкций должен лежать сопряженный палеогеографический анализ, предполагающий совместное применение геоморфологического, комплексного литологического, биостратиграфического, геохронологического методов на базе геоинформационного моделирования рельефа территории с привлечением данных дистанционного зондирования (Карпухин, Судакова, 2005, Симонов, Судакова, Карпухин и др., 2006). Картографо-геоинформационное моделирование природных объектов и явлений с использованием аэрокосмических снимков, ставших широкодоступными в последние десятилетия, становится одним из эффективных методов изучения сложных пространственно-временных закономерностей морфолитогенеза. Плодотворность этого подхода нами продемонстрирована в исследовании динамики краевых ледниковых зон в Ярославском Поволжье и Северной части Московского региона (Судакова, Карпухин, 1978, Судакова, Карпухин, Алтынов, 2014)

Наиболее значимым, с нашей точки зрения, геоинформационным ресурсом для выявления и анализа ледниковых морфолитоструктур является цифровая модель рельефа, которая должна с необходимой для поставленной задачи детальностью отображать пластику и расчлененность дневной поверхности. В настоящее время имеется несколько источников данных, по которым можно создать модель рельефа с заданной точностью в компьютерной среде.

Для решения задач по исследованию макрорельефа глобального (континентального) масштаба научным сообществом используются модели ETOPO2 и ETOPO5 (с шагом сетки рельефа 2 угловых минуты и 5 угловых минут соответственно). Набор данных ETOPO2 создан на основе нескольких источников и покрывает всю поверхность Земли, включая рельеф дна океанов и морей. Для отображения рельефа суши привлечены данные Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE – разрешение 30 угловых секунд, примерно 1 км на поверхности). Для основной части рельефа дна акваторий использованы определенным образом обработанные данные радарной альтиметрической съемки 1978 года совмещенные с данными по гравитационным аномалиям для получения глубин (http://www.ngdc. noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO2/).

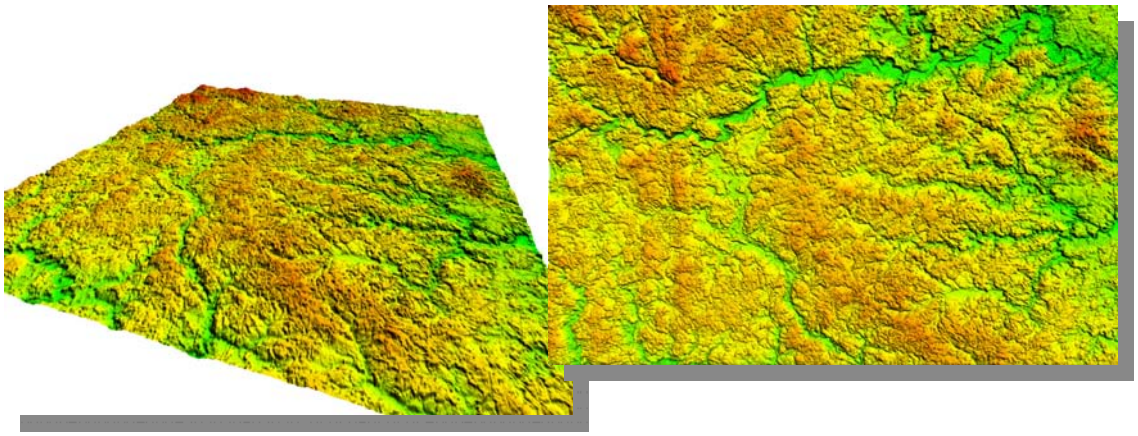
Для регионального и локального изучения процессов плейстоценового ледникового морфолитогенеза наиболее значимым, по нашему мнению, ресурсом является модель рельефа, создаваемая по данным спутниковой радиолокационной съемки с борта многоразового космического аппарата Shuttle. Эта модель в научных кругах известна как SRTM и опубликована в (The shuttle radar.., 2000). Модель характеризуется следующими параметрами – шаг сетки данных порядка 30 угловых секунд (60Х90 метров для средних широт), а точность по высоте порядка 15 метров. Данные в полосе широт $\pm 65^0$ распространяются в формате, доступном для работы во многих специализированных программных средах, в частности Global Mapper, ArcGIS, Mapinfo и др.

Начиная с 2014/2015 гг., USGS (США) намерена предложить научному сообществу глобальную цифровую модель рельефа WorldDEM более высокой точности по отношению к SRTM, охватывающую практически всю поверхность Земли. Этой моделью планируется заменить наборы данных SRTM поскольку WorldDEM обеспечена точностью по абсолютной шкале высот 10 м (при относительной – 2м). При этом точность в плане 12 м.

Имеются еще ряд источников данных для создания цифровых моделей рельефа, сведения по которым можно найти на сайтах в Интернет. Вышеназванные массивы цифровых данных о рельефе, как правило, распространяются наборами пикетов (γ – широта, λ –долгота, h – высота) в пределах квадратного градуса.

Для целей картографо-геоинформационного моделирования отображение и анализ этой модели в программной среде может осуществляться при различных заданных углах обзора (рис.), условиях освещения, в различных цветовых и оттенках серого, что позволяет изучать пластику рельефа с необходимой подробностью и без маскирующей растительности.

На основе дешифрирования геоморфологического строения территории и сопряженного палеогеографического анализа особенностей ледникового морфолитогенеза удается более уверенно реконструировать радиально-маргинальную структуру краевых зон московского и калининского оледенений в динамике. Первичным источником палеогеографической информации этого района послужили результаты реконструкций структуры и динамики московского и калининского ледниковых покровов на территории Ярославского Поволжья, отображенные на составленных ранее картах (Судакова, 1990; Проблемы.., 2001 и др.).



а) б)

Пример цифровой модели рельефа северной части Московского региона; а) изображение под углом 45°; б) ортогональное изображение

Список литературы:

Судакова Н.Г., Карпухин С.С. Реконструкция динамики ледового морфолитогенеза в бассейне Верхней Волги с использованием материалов космической съемки. // Климатический фактор рельефообразования. Казань: изд-во Казанского государственного Ун-та. 1978. С. 34-36.

Карпухин С.С., Судакова Н.Г. Палеогеографическая модель развития морфолитосистем. // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Щукинские чтения –Труды. М. МГУ. 2005. С.429-432.

Симонов Ю.Г., Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Симонова Т.Ю. Геоинформационный анализ в исследовании палеогеографических систем // Вестн. Моск. ун-та, сер.5, геогр. – 2007. – №2. – С.11-16

Карпухин С.С., Судакова Н.Г., Алтынов А.Е Реконструкция радиально-маргиналлной структуры и динамики краевых ледниковых зон в Ярославском Поволжье с использованием космических данных. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода – № 73.- М.: ГЕОС, 2014. – с.87-97.

The shuttle radar topography mission. / Farr Tom G., Hensley Scott, Rodriguez Ernesto, Martin Jan, Kobrick Mike. // CEOS SAR Workshop. Toulouse 26-29 Oct. 1999. Noordwijk. 2000, c. 361-363. Интернет, ресурс для получения SRTM

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. Изд-во МГУ. М. 1990. 159 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. М. ГЕОС.2001. 158 с.

ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ 1.7-2.2 МЛН ЛЕТ НАЗАД (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН)

П.М. Андерсон[1], А.В. Ложкин[2], Е.Ю. Недорубова[2]

[1]*Факультет наук о Земле и Космосе, Центр четвертичный исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США,* pata@u.washington.edu

[2]*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия,* lozhkin@neisri.ru, palynolog@neisri.ru

ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE EASTERN ARCTIC 1.7-2.2 MILLION YEARS AGO (INVESTIGATIONS FROM EL'GYGYTGYN LAKE)

P.M. Anderson, Earth & Space Sciences and Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA;
A.V. Lozhkin, E.Yu. Nedorubova
Northeast Interdisciplinary Research Institute, Far East Branch Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia

Уникальные летописи изменений природной среды в восточном секторе Арктики получены при комплексном исследовании осадков оз. Эльгыгытгын, возникшего при падении метеорита 3,6 млн. л. н. за полярным кругом Чукотки в районе с координатами 67º 30´ с. ш., 172º 05´ в. д. В разные годы в центральной части озера, достигающего 12 км в диаметре, на глубине 175 м пройдены скважины, последовательно вскрывшие 13-метровую (скв. PG1351, 1998 г.) (Шило и др., 2001), 17-метровую (скв. LZ1024, 2003 г.) толщи озерных алевритов. В 2009 г. экспедицией «El'gygytgyn Drilling Project» был поднят керн (скв. D1), характеризующий полную 317-метровую мощность осадков. Хронология осадков базируется на данных радиоуглеродного, оптико-люминесцентного, палеомагнитного методов, анализа скорости накопления осадков с учетом турбидитов, прослоев вулканического пепла.

Одним из результатов комплексного исследования осадков, вскрытых скважиной D1, явилась непрерывная запись реакции растительности на изменение климата Арктики 1.7-2.2 млн л. н. Этому интервалу отвечают события Olduvai (1.77-1.95 млн л. н.) и Reunion (2.14 млн л. н.), установленные при палеомагнитном исследовании осадков оз. Эльгыгытгын (Melles at al., 2012). Все уровни отбора образцов для различных видов анализов, включая палинологический, имеет возрастную привязку. Выделенные пыльцевые зоны сопоставляются с мор-

скими кислородно-изотопными стадиями 62-82. Границы пыльцевых зон, характеризующих межледниковые и ледниковые интервалы отвечают границам изотопных стадий. Исключение составляют пыльцевые зоны, синхронные изотопным стадиям 67, 68 и 69, с максимальным для этих стадий содержанием пыльцы древесных и кустарниковых растений в спектрах, относящихся к стадии 68, а также пыльцевые зоны, сопоставляемые с 79 и 78 изотопными стадиями. При реконструкции растительности в периоды потепления и похолодания климата учитываются особенности современных пыльцевых спектров в донных осадках озера на границе вода-осадок. Состав этих спектров определяется ветровым заносом пыльцы ольховника, сосны стланиковой, кустарниковой березы с Анадырского плоскогорья, на котором развиты мозаичная низкокустарниковая и травянистая тундры с небольшими популяциями *Pinus pumila* и *Duschekia fruticosa*. В спектрах донных осадков содержание пыльцы *Duschekia fruticosa* достигает 35%, *Betula* 20%, *Pinus pumila* 15%, а общее количество пыльцы кустарников может составлять 45%. Несомненно, спектры донных осадков оз. Эльгыгытгын отражают региональную растительность северных районов Чукотки, а не прерывистый с низкой пыльцевой продуктивностью растительный покров в окрестностях озера, представленный лишайниками и травами, невысокими кустарниками *Salix krylovii*, *S. alaxensis* на защищенных участках.

Общей чертой спорово-пыльцевых спектров, отражающих растительность как теплых, так и холодных интервалов, является заметное участие пыльцы *Larix* (до 5-7%). Другая черта пыльцевых спектров теплых и холодных интервалов – доминирующая роль пыльцы *Betula* и *Alnus*. Количество пыльцы *Alnus* в спектрах теплых интервалов достигает 50-65% от суммы всех пыльцевых зерен. К доминантам спектров также относится пыльца Poaceae, содержание которой весьма значительно возрастает в холодные интервалы (до 55-70%), как и пыльцы Cyperaceae (до 20%). В группе споровых растений преобладают споры *Sphagnum*, особенно в интервалы относительно холодного климата. Такие особенности спорово-пыльцевых спектров осадков оз. Эльгыгытгын, датированных 1.7-2.2 млн л. н., показывают, что в теплые интервалы, отвечающие межледниковьям, в окрестностях озера развивались сомкнутые лиственничные леса с густым подлеском из ольховника и кустарниковых берез. В состав этих лесов входили древовидные березы и ольха (вероятно, вид, близкий *Alnus hirsuta*). Доминирующая в спектрах 63, 69, 73, 77 стадий пыльца *Betula* и *Alnus*, по всей вероятности, подчеркивает развитие лесов, сложенных почти исключительно березой и ольхой с небольшой примесью лиственницы. Береза могла также образовывать самостоятельные насаждения на склонах возвышенностей, окружающих озеро. В речных долинах существовали галерейные леса из *Larix, Populus, Chosenia, Alnus.* Невысокое содержание в спектрах большинства пыльцевых зон, отвечающих определенным изотопным стадиям, пыльцы представителей Pinaceae свидетельствует скорее всего о весьма незначительной роли сосен и елей в растительности северной Чукотки во второй половине раннего эоплейстоцена. Максимум пыльцы сосен относится к изотопной стадии 71 (до 40%). В заметных количествах пыльца сосен встречается также в спектрах изотопных стадий 75, 79 и 81. Большинство пыльцевых зерен хвойных продуцировано *Pinus* subgen. Haploxylon. По всей вероятности, гаплоидные сосны могли быть представлены видом, близким современным видам *Pinus sibirica* или дальневосточному *Pinus koraiensis*, хотя нельзя исключить и присутствие сосны стланиковой *Pinus pumila*. В спектрах, относящихся к стадиям потепления климата, постоянно (1-2%) встречается пыльца *Pinus* subgen. Diploxylon (современный вид *Pinus silvestris*). Пыльца *Picea* из секции Eupicea (возможно вид, близкий *Picea obovata*) установлена в спектрах изотопных стадий 75, 79 и 81 (2-3%). Наибольшим разнообразием пыльцы хвойных характеризуются спектры изотопной стадии 81: Abies, *Picea* sect. Eupicea, *Pinus* subgen. Haploxylon, *Pinus* subgen. Diploxylon, *Larix,* а также представитель плиоценовой флоры *Tsuga*. Лиственничные и березово-ольховые леса в окрестностях озера включали умеренно теплолюбивые широколистные деревья и кустарники, но их роль в лесных сообществах была невелика. Наиболее часто в спектрах встречается пыльца *Corylus* (до 12% в спектрах изотопной стадии 65). Единично (до 1%) присутствует пыльца *Carpinus* (изотопные стадии 79, 81), *Quercus* (изотопная стадия 63), *Tilia* (изотопная стадия 79). Вполне вероятно, что нахождение района озера в высоких широтах объясняет и небольшую роль в лесных сообществах умеренно теплолюбивых деревьев и кустарников.

Климатическая летопись оз. Эльгыгытгын показывает, что наиболее теплыми условиями в интервале 1.7-2.2 млн л. н. отличались межледниковья, отвечающие изотопным стадиям 71, 75 и особенно 79 и 81. Но все же межледниковья этих стадий по климатическим параметрам уступали межледниковью изотопной стадии 31 (1.062-1.081 млн л. н., магнитное событие Jaramillo – 0.99-1.07 млн л. н.), которое характеризовалось наиболее теплым климатом в четвертичный период (включая гелазий).

Особенность озерных пыльцевых спектров межледниковий раннего эоплейстоцена можно объяснить вертикальной поясностью растительности, как, например, это показывают субфоссильные пыльцевые комплексы и пыльцевые спектры отложений озер юга и севера Дальнего Востока (Короткий и др., 2005). На пологих восточном и южном склонах озера и в долинах рек доминировали березово-ольховые леса с лиственницей и примесью широколистных деревьев и лещины. На окружающих озеро вершинах Анадырского нагорья, поднимающихся до 600-1000 м над уровнем моря, на крутых северных и западных склонах эти леса сменялись хвойными лесами.

Сравнительно высокое содержание в спектрах, характеризующие растительность ледниковых стадий раннего эоплейстоцена, пыльцы *Larix*, подчеркивает распространение лиственничной лесотундры, возможно, напоминавшей современные лесотундры Западной Берингии. На защищенных участках долин встречался тополь, образовывавший небольшие леса, подобные современным тополевым лесам на юге Чукотки. Пыльцевые спектры также показывают, что в растительном покрове района оз. Эльгыгытгын большую роль играли злаково-осоковые и умеренно влажные вересковцветные сообщества. Принимая во внимание ветровой перенос пыльцы, можно полагать развитие в холодные стадии раннего эоплейстоцена на горных склонах Анадырского плос-

когорья зарослей кустарниковой березы. Высокое содержание в спектрах пыльцы *Artemisia* и спор *Selaginella rupestris* отражает растительность каменистых склонов и осыпей.

Новые данные, полученные при комплексном изучении осадков оз. Эльгыгытгын, свидетельствуют о том, что климатическая летопись этого природного объекта будет наиболее полной непрерывной записью изменений природной среды Арктики в четвертичный период и поздний плиоцен.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проект 15-I-2-067), Российским фондом фундаментальных исследований (проекты 15-05-06420, 14-05-00573), Национальным научным фондом США.

Список литературы:

Короткий А.М., Андерсон П.М., Ложкин А.В., Матросова Т.В., Соломаткина Т.Б., Браун Т.А., Брубейкер Л.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Ху Ф.С. Особенности эволюции природной среды хр. Сихотэ-Алинь (Приморский край) в голоцене по данным озерных отложений // Страницы четвертичной истории северо-восточной Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. – 2005. – С. 70-86.

Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В., Стеценко Т.В., Глушкова О.Ю., Бригхем-Гретти Дж., Меллес М., Минюк П.С., Новачек Н., Форман С. Первая непрерывная пыльцевая летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 300 тысяч лет // ДАН. – 2001. – Т. 376. – № 2. – С. 231-234.

Melles M., Brigham-Grette Ju., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A.V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // Science. – 2012. – V. 337. – P. 315–320.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТИЛЛОВ

Л.Н. Андреичева, М.Н. Буравская, В.Н. Филиппов
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия,
andreicheva@geo.komisc.ru, buravskaya@geo.komisc.ru

TYPOMORPHIC FEATURES OF GARNETS FOR SUBDIVISION AND CORRELATION OF MIDDLE NEOPLEISTOCENE TILLS

L.N. Andreicheva, M.N. Buravskaya, V.N. Filippov,
Institute of geology, Komi Science Centre, Ural Division of RAS, Syktyvkar, Russia

Проблема расчленения четвертичных отложений и корреляции палеогеографических событий, объединяющих эпохи оледенений и межледниковий – важнейшая палеогеографическая задача четвертичной геологии. Одно из наиболее перспективных направлений в решении этой актуальной проблемы – комплексное литологическое исследование толщ основных тиллов, являющихся маркирующими горизонтами, и выявление специфических особенностей вещественного состава разновозрастных ледниковых горизонтов. Формирование литологических различий тиллов предопределяется связью их с различными питающими провинциями, что открывает широкие возможности использования их для целей литостратиграфии. Крупномасштабное геологическое картирование требует детального и обоснованного стратиграфического расчленения четвертичных отложений и их достоверной корреляции, в связи с чем необходимо усовершенствование старых и использования новых методов и подходов в области четвертичной геологии.

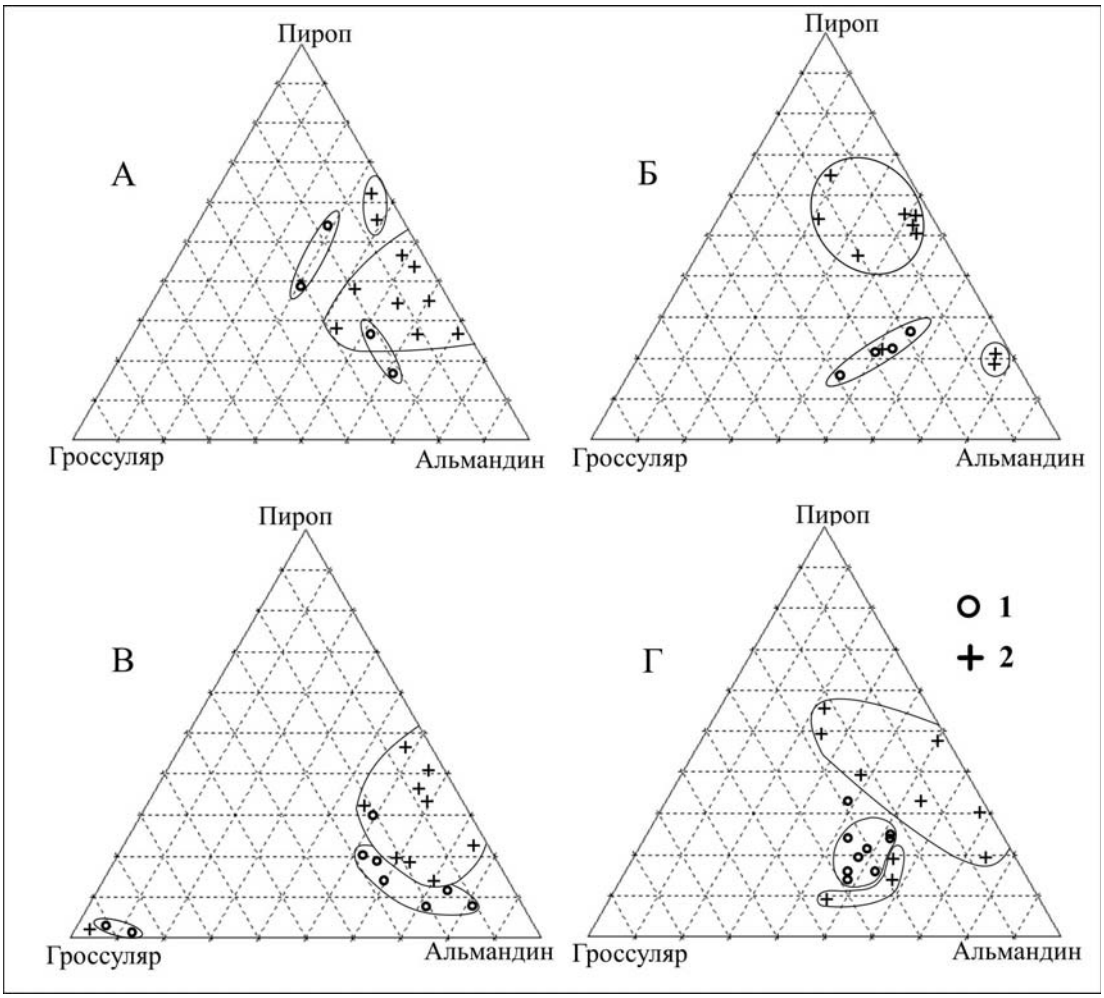
С этой целью нами начато изучение типоморфных особенностей минералов микрозондовым рентгеноспектральным методом на сканирующем электронном микроскопе JEOL модель JSM-6400. В настоящее время выявлены некоторые особенности внешне одинаковых гранатов (по цвету и размерам зерен) из двух горизонтов средненеоплейстоценовых тиллов, сводящиеся к различиям их в компонентном и минальном составах, связанные, скорее всего, с разными питающими ледниковыми провинциями во время их формирования: печорского (днепровского) тилла с Пайхой-Новоземельско-Уральской, вычегодского (московского) – с Фенноскандинавской.

В тяжелой фракции обоих тиллов в долинах рек Лаи и Вычегды гранаты представлены двумя цветовыми группами. Первая группа включает гранаты оранжевой и светло-оранжевой окраски, вторая – розовые и светло-розовые.

В печорском тилле р. Лаи *первая цветовая группа* гранатов представлена угловато окатанными прозрачными обломками. *Вторую группу* в основном формируют остроугольные и угловато окатанные обломки гранатов со стеклянным блеском преимущественно бледно-розового цвета. Соотношение минералов этих групп составляет 1:10. Изучение химического состава гранатов и нанесение фигуративных точек на треугольную диаграмму ряда гроссуляр-пироп-альмандин позволило выявить, что гранаты *первой группы* равномерно распределены в двух полях: пироп-альмандина и альмандин-пиропа. Гранаты *второй группы* представлены пироп-альмандином, с единичными значениями альмандин-пиропа (рис. А).

В вычегодском тилле Лаи гранаты, отнесенные к *первой цветовой группе*, имеют угловато окатанную форму, прозрачны, поверхность их гладкая. *Вторую группу* слагают преимущественно светло-розовые гранаты, представленные остроугольными и угловато окатанными зернами с гладкой поверхностью, на которой иногда можно наблюдать сколы и царапины. Зерна с шероховатой поверхностью встречаются редко. Соотношение

минералов *двух цветовых групп* составляет 1:4. По химическому составу минералы *первой группы* образуют поле гроссуляр-альмандинов. Присутствуют единичные зерна гроссуляра. Гранаты *второй группы* концентрируются в пироп-альмандиновом поле (рис. Б).



Треугольная диаграмма минального состава гранатов из средненеоплейстоценовыхтиллов на Лае (А и Б – печорский и вычегодский тилл) и на Вычегде(В и Г – печорский и вычегодский тилл). 1 – гранаты первой цветовой группы; 2 –гранаты второй цветовой группы.

В тяжелой фракции печорского тилла р. Вычегды гранаты *первой группы* представлены в основном угловато окатанными зернами с неровной поверхностью. Единичные из них сохранились в форме кубоидов. *Вторая цветовая группа* сложена остроугольными обломками гранатов с гладкой поверхностью, на которой иногда можно наблюдать шероховатости в виде углублений и бугорков. Чаще всего минералы прозрачны, реже полупрозрачны. Соотношение гранатов *первой* и *второй групп* составляет 1:2. На треугольной диаграмме гранаты *первой группы* лежат в поле гроссуляр-альмандина. Гранаты *второй группы* расположились в поле альмандин-пиропа, единичные зерна представлены альмандином (рис. В).

В вычегодском тилле р. Вычегды гранаты *первой цветовой группы* угловато окатаны. Поверхность в основном гладкая, прозрачная, у единичных зерен – шероховатая. *Вторая цветовая группа* включает остроугольные и угловато окатанные розовые и светло-розовые гранаты. Зерна прозрачные, имеют гладкую поверхность и стеклянный блеск. Соотношение гранатов *этих цветовых групп* составляет 2:1. На треугольной диаграмме большая часть минералов *первой группы* относится к гроссуляр-альмандину. Состав гранатов *второй группы* тяготеет к гроссуляр-пироп-альмандину (рис. Г).

Таким образом, выявлены некоторые площадные и возрастные различия гранатов из тиллов. В долине р. Лаи они представлены в основном минералами *второй цветовой группы*, причем содержание их в печорском тилле выше, чем в вычегодском. По химическому составу в печорском тилле присутствуют альмандин-пиропы, тогда как в вычегодском – гроссуляры. Тиллы на Вычегде в отличие от морен на Лае обогащены гранатами *первой цветовой группы*, наибольшая концентрация которых характерна для вычегодского тилла р. Вычегды. Гранаты печорского тилла на Вычегде обогащены миналом пиропа.

С целью выявления типоморфных особенностей минералов-индикаторов планируется продолжить изучение амфиболов и циркона как из тиллов, так и из коренных пород питающих ледниковых провинций.

ВКЛАД НЕОТЕКТОНИКИ В ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО ОБЛИКА БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ

М.А. Анисимов [1, 2], З.В. Пушина [2 ,3], В.В. Питулько [4]

[1] Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

[2] ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия ama_geo@mail.ru

[3] ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия, musatova@mail.ru

[4] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, pitulkov@rambler.ru

CONTRIBUTION OF THE NEOTECTONICS INTO FORMATION OF MODERN COAST LINE IN THE NEW SIBERIAN ISLANDS

M.A. Anisimov, Saint-Petersburg State University (SPbU),
State Research Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute (AARI);
Z. V. Pushina, The All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIO-keangeologia); V.V. Pitulko, Institute for the History of Material Culture of Russian Academy of Science (IHMC RAS)

Реконструкции изменения уровня морей Северного Ледовитого океана от последнего ледникового максимума до современности, со времён В.Н. Сакса (Сакс, 1953) являются актуальной темой палеогеографических исследований. Следы морских трансгрессий и регрессий, выявленные в различных регионах Арктики, свидетельствуют, в том числе, о существенном вкладе неотектоники в формирование современных очертаний береговой линии (Каплин, Селиванов, 1999), что в полной мере характерно для территорий, омываемых морями Лаптевых и Восточно-Сибирским (Имаев и др., 2000).

К настоящему времени для морей, омывающих Новосибирские острова, существует весьма ограниченное количество датировок, которые отражают переход условий осадконакопления от морских к континентальным в период после последнего ледникового максимума. Результаты датирования четырех колонок морских отложений, отобранных в море Лаптевых, позволили Холмсу и Кригеру (Holmes and Creager, 1974) сформулировать предположение о приподнятости восточной части моря Лаптевых относительно западной. В дальнейшем представления об изменениях уровня морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. Б, 1, 2) основывались на материалах из смежных районов, с использованием небольшого количества новых данных, в том числе и наземных (Каплин и Селиванов, 1999).

В результате проведения морских работ в рамках российско-германского проекта «Система моря Лаптевых» (1998) были отобраны, в том числе, керны донных осадков, в которых был выявлен и продатирован переход от континентальных отложений к морским (Bauch et al., 2001). Точки отбора колонок, использованные для реконструкции, расположены в море Лаптевых на значительном удалении друг от друга и на разных глубинах (рис. А). На основании этих данных был предложена новый вариант трансгрессии моря Лаптевых в голоцене (рис. Б, 3). В 2006 году А.В. Гаврилов с соавторами (Гаврилов и др., 2006), на основании обобщения различных данных, представил сценарий развития палеогеографии Лаптевоморского региона, с уточнённой характеристикой относительных изменений уровня моря и их дифференциацией для низких и высоких поверхностей.

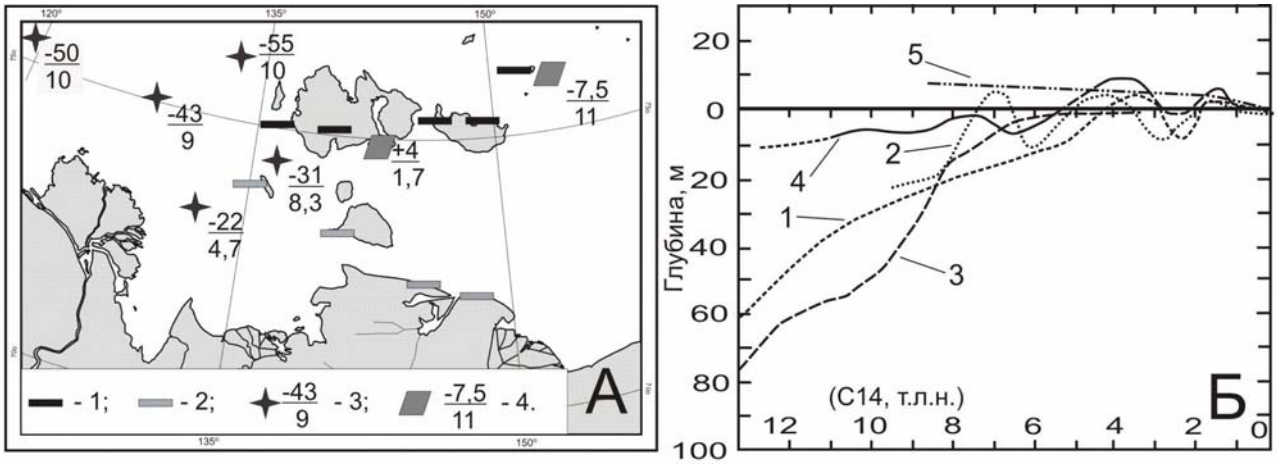
В 2000-2005 гг. в ходе проведения комплексных исследований по изучению палеогеографии и изменений природной среды позднего плейстоцена и голоцена Новосибирских о-вов (Питулько, 2011) были изучены террасовые комплексы четвертичного возраста большей части Новосибирских о-вов (рис. А) и отобраны керны донных отложений из лагуны о-ва Жохова (Анисимов и др., 2009; Анисимов, 2010) и оз. Карахастах на Земле Бунге (Анисимов и др., 2014). На основании полученных данных была предложена реконструкция относительных изменений уровня моря в районе Новосибирских о-вов за последние 10 тыс. лет (рис. Б, 4, 5), а также сформулировано предположение о вкладе неотектоники в эти процессы (Анисимов и др., 2009).

Сопоставление собственных данных с ранее полученными результатами позволяет приблизительно оценить скорости неотектонических движений в изучаемом регионе. Так, район озера Карахастах на юго-востоке Земли Бунге, по данным радиоуглеродного датирования и диатомового анализа, около 8,5 тыс. л.н. был затоплен морем, и сохранял с ним связь до 1,7 тыс. л.н. Современная высота уровня озера по разным картам составляет 4 или 6 метров, а водораздел, отделяющий озеро от моря, лишь незначительно превышает эти значения.

Юго-восточная часть Земли Бунге и точка отбора колонки в море Лаптевых (Bauch et al., 2001), в которой также документирован переход от континентальных условий осадконакопления к морским (рис. А), отстоят друг от друга примерно на 300 км. Разница относительного высотного положения в данной паре точек для 8,5 тыс. л.н. не превышает 25 метров. Следовательно, скорость неотектонических движений за 8 тыс. лет между этими двумя точками может составлять (в среднем) около 3 мм в год.

Две другие точки, в которых отмечен датированный переход от континентальных к морским условиям осадконакопления, расположены друг от друга на расстоянии почти 500 км. На острове Жохова смена условий осадконакопления произошла около 11 т.л.н., а в западной части моря Лаптевых – около 10 т.л.н. Современная разница между высотным положением границ переходов «суша-море» в этих точках составляет около 45 метров, что показывает среднюю скорость менее 4,5 мм в год за последние 10 тыс. лет. Такие скорости неотектонических движений известны и для других регионов (Имаев и др., 2000).

Таким образом, сравнительный анализ радиоуглеродных датировок, характеризующих относительные изменения уровня моря, не только подтверждает высказанное ранее предположение о роли новейшей тектоники в развитии района архипелага Новосибирских о-вов в голоцене (Труфанов, 1982; Фартышев, 1993; Имаев и др., 2000; Анисимов и др., 2009; Schirrmeister et al., 2010; Анисимов и др., 2014), но и даёт представление о возможных скоростях вертикальных движений. Следует подчеркнуть, что, скорее всего, эти движения были разнонаправленными и, соответственно, либо ускоряли процессы разрушения многолетнемёрзлых пород (Гаврилов и др., 2006), слагавших плейстоценовую равнину в области современного арктического шельфа, либо несколько тормозили их воздействие.



Местоположение датированных террас и морских отложений в регионе Новосибирских островов (А) и реконструированные относительные изменения уровня моря (Б). Условные обозначения: для (А): 1 – террасы возраста около 4 т.л.н.; 2 – террасы с возрастом около 1,2 т.л.н., по Анисимову и др. (2002); 3 – колонки морских отложений с данными о смене условий осадконакопления с континентальных на морские, по (Bauch et al., 2001); 4 – колонки озёрных и лагунных отложений с данными о смене условий осадконакопления с континентальных на морские, по Анисимову и др. (Анисимов и др., 2009; Anisimov et al., 2014); для (1) – (4) в числителе указана глубина отбора образца, в знаменателе – датировка (т.л.н.) момента смены условий «суша – море». Для (Б): кривые изменений уровня, реконструированные для: 1 – восточно-арктических морей и Берингова моря (Дегтяренко и др., 1982); 2 – Восточно-Сибирского моря (Селиванов, 1995); 3 – моря Лаптевых (Bauch et al., 2001); 4 – Восточно-Сибирского моря в районе острова Жохова (Анисимов и др., 2009); 5 – в юго-восточной части Земли Бунге (Anisimov et al., 2014).

Авторы считают своим долгом выразить благодарность неправительственному фонду Rock Foundation (Нью-Йорк, США), на протяжении ряда лет поддерживавшего исследовательские работы на о-вах Новосибирского архипелага (проект ZHOKHOV-2000). При поддержке фонда были выполнены также разнообразные аналитические процедуры, включая AMS-датирование образцов.

Список литературы:

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия РГО. – 2002. – Т. 134. – Вып. 5. – С. 32-37.

Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушина З.В., Питулько В.В. Лагунные отложения острова Жохова: возраст, условия формирования и значение для палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов // Известия РАН. Сер. геогр. – 2009. – №5. – С. 107-119.

Анисимов М.А. Развитие природной среды Новосибирских островов в голоцене. Автореферат дисс. канд. геогр. наук. – Санкт-Петербург, 2010. – 24 с.

Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 1. – С. 39–50.

Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г. Береговые линии восточно-арктических морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. – М.: Наука, 1982. – С. 179–185

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: Геос, 2000. – 225 с.

Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: Геос. 1999. – 298 с.

Питулько В.В. О работах экспедиции «Высокоширотная Арктика: природа и человек» (проект «Жохов-2000») на Новосибирских о-вах в 2000 – 2005 гг. // Полярный альманах. – 2011. – № 2. – С. 77-91.

Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Труды НИИГА. – 1953. – Т. 73. – С. 1-220.

Селиванов А.О. Колебания уровней морей Северной и Восточной Евразии и фазы изменения климата в голоцене // Корреляция палеогеографических событий: материк – шельф – океан. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – С. 85–93.

Труфанов Г.В. Верхнекайнозойские отложения Новосибирских островов / Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. – Ленинград: ПГО Севморгеология, 1982. – С. 81-89.

Фартышев А.И. Особенности прибрежного шельфа криолитозоны моря Лаптевых. – Новосибирск: Наука, 1993. – 136 с.

Anisimov M., Pushina Z., Pitulko V. New data on Holocene Sea level changes in the South-Eastern area of Bunge Land (New Siberian Islands) // Paleolimnology of Northern Eurasia, Proceedings of the International Conference. – Petrozavodsk, 2014, – P. 113-115.

Bauch H.F., Muller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R. F., Kassens H., Grootes P. M., Thiede J., Heinmeir J., Petryasov V. V. Chronology of the Holocene transgression at the Northern Siberia margin // Global and Planet Change. – 2001. – Vol. 31. – P. 125–139.

Holmes M.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea Continental Shelf // Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. – Berlin, New York: Springer-Verlag. 1974. – P. 211–229.

Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V.V., Fuchs M.C., Krbetschek M., Andreev A.A., Herzschuh U., Babyi O., Siegert C., Meyer H., Derevyagin A.Y., Wetterich S. The mystery of Bunge Land (New Siberian Archipelago): implications for its formation based on palaeoenvironmental records, geomorphology, and remote sensing // Quaternary Science Reviews. – 2009. – P. 3598-3614.

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ. АНАЛИЗ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК ОТЛОЖЕНИЙ АРХИПЕЛАГОВ ШПИЦБЕРГЕН И ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

М.А. Анисимов [1, 2], А.Э. Барляев [1], А.Э. Басилян [3], Т.В. Сапелко [4], Е.С. Носевич [1]
[1] Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
ama_geo@mail.ru, aleftin-barlyaev@yandex.ru, katenosevich@mail.ru
[2] ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия
[3]Геологический институт РАН, Москва, Россия, alexandr.basilyan@gmail.com
[4]Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru

HOLOCENE SEA-LEVEL CHANGES BASED ON THE RADIOCARBON DATING OF SPITSBERGEN AND FRANZ JOSEF LAND DEPOSITS

M.A. Anisimov, A.E. Barlyaev, A.E. Basilyan, T.V. Sapelka, E.S. Nosevich
Saint Peterburg State University, St.Petersburg, Russia;
"Arctic and Antarctic Research Institute", St.Petersburg, Russia,
Geologichesky Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia,
Institute of Limnology of Russian Academy of Sciences, St.Petersburg, Russia

Реконструкция изменения уровня моря в районе архипелагов Шпицберген и Земли Франца-Иосифа является важной палеогеографической задачей. Этот регион на протяжении длительного время привлекает внимание исследователей (Дибнер, 1961; Гросвальд и др., 1961; Ковалева и др., 1974; Forman et al, 1997). В частности, в 2004 году вышла большая статья (Forman et al., 2004), в которой авторы обобщили значительную часть опубликованных радиоуглеродных датировок голоценовых отложений. На основании анализа этих данных авторы реконструировали изостатическое поднятие территории архипелагов в связи с деградацией ледникового покрова, построили изобазы для северной части Баренцева моря двух временных срезов на 5 и 9 тыс. л н.

В течение последних десяти лет было опубликовано несколько десятков новых датировок (Дымов, Шарин, 2005; Арсланов, 2011; Анисимов, Барляев, 2014), и появились работы, авторы которых исключают гляциоизостатическую природу поднятий на севере Баренцева моря (Большиянов и др. 2009, Гусев и др. 2013), объясняя их блоковыми неотектоническими движениями.

С целью проведения реконструкций изменения уровня моря в голоцене нами были отобраны образцы для радиоуглеродного датирования на островах Земли Франца-Иосифа: Земля Александры, Гофмана, Альджера, Земля Георга, Кейна и Мейбел. На о. Мейбел были отобраны образцы и для споро-пыльцевого анализа, результаты которого в полной мере соответствуют данным радиоуглеродного датирования. Помимо этого нами были обобщены все опубликованные к настоящему времени радиоуглеродные датировки. Таким образом всего было проанализировано более 500 некалиброванных дат, полученных по различным органическим остаткам. Из всего массива были выделены датировки по плавнику, раковинам моллюсков, костным остаткам китов и водорослям. Количество датировок по водорослям оказалось пренебрежимо мало.

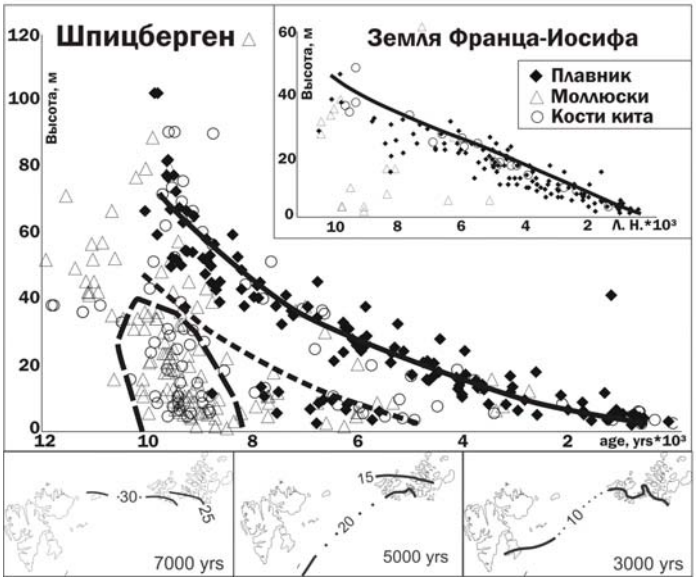
Построенный график распределения значений датировок (рис.) по высоте над уровнем моря выявил следующие особенности. Во-первых, четко видно, что даты, полученные по плавнику, концентрируются в верхней части графика. По точкам этих датировок, возможно провести аппроксимирующую линию, которая с высокой долей вероятности отражает изменение уровня моря. Во-вторых, датировки раковин моллюсков и костей китов располагаются преимущественно ниже этой линии. Разброс по высотам отбора одновозрастных дат достигает 60 метров. По нашему мнению это связанно с особенностью тафономии ископаемых раковин моллюсков и костных останков. Третья особенность заключается в том, что значительная часть датировок раковин и костей приходится на возраст от 10 до 8.6 тыс. л. (с максимумом от 9.4 до 9.2 тыс. л.), что, вероятно, свидетельствует о существовании в это время благоприятных условий обитания морской фауны и захоронения их останков. Незначительное количество датировок со значениями возраста моложе 8-6 тыс. л. может быть обусловлено тем, что вмещающие их отложения в настоящее время находятся ниже уровня моря.

На распределение дат сказываются не только палеобиогеографические причины, но и выбор материала для датирования. Для радиоуглеродного анализа были использованы преимущественно крупные, как правило, толстостенные раковины ограниченного числа видов моллюсков: *Arctica islandica* Linne*, Hiatella arctica* (Linne)*, Mya truncata* Linne*, Mytilus edulis* Linne и *Balanus sp.,* которые еще и лучше сохраняются в ископаемом состоянии. В целом эти виды моллюсков в настоящее время обычные обитатели сублиторали арктических морей. Некоторые из них встречаются на литорали *(Mytilus edulis, Hiatella arctica)*, иные заходят на батиаль (*Hiatella arc-*

tica). Таким образом, датируемые раковины моллюсков могли быть захоронены на глубинах от ноля до нескольких десятков и даже сотен метров. Точное определение глубины, на которой был захоронен датируемый образец раковин моллюсков, не представляется возможным.

Кости китов встречаются как в скелетном залегании, так и отдельно. Определение их возраста может отражать как положение литорали на момент гибели животного, так и более глубокие участки дна. Аналогично происходит с плавником. Наиболее надежными маркерами являются образцы плавника взятые из верхних слоев береговых валов. В этом случае датируется положение уровня моря на несколько метров ниже уровня отбора образца. Это связанно с тем, что захоронение плавника часто происходит в результате штормовой деятельности. К сожалению, датировки на графике не ложатся на идеальную линию, отражая, с одной стороны, характер захоронения материала (плавник мог захорониться и на мелководье), с другой – неравномерный подъем отдельных частей рассматриваемой территории.

В результате проделанной работы установлено, что изменение уровня моря наиболее надежно реконструируется при использовании данных радиоуглеродного датирования плавника, отобранного с древних береговых валов. На основании этих данных намечены изобазы для времени: 7, 5 и 3 тыс. л.н. (рис.).



Распределение значений радиоуглеродных датировок различных биогенных материалов из голоценовых отложений архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и изобазы по трем временным срезам.

На графиках по оси абсцисс – высота над уровнем моря в метрах, по оси ординат – радиоуглеродный возраст. Сплошная линия – аппроксимирующая кривая изменения уровня моря; крупный пунктир – область наибольшей концентрации датировок по моллюскам; мелкий пунктир – линия, ограничивающая снизу область наименьшего распространения датировок по моллюскам. Карты с изобазами, построенные по данным датирования плавника: А, Б, В – 7, 5 и 3 тыс. л.н. соответственно.

Напротив, как показано на графике, результаты датирования раковин моллюсков и костей китов, отобранных на различных высотах образуют поля точек за редким исключением ниже реконструируемой кривой изменения уровня моря. При этом если вблизи береговой линии совместно с плавником они встречаются относительно часто – это, видимо, преимущественно выброс, то на глубинах от 0 до 25-30 м (между пунктирной и сплошной линиями на графике) они значительно редки. Для моллюсков это обстоятельство может свидетельствовать как о наличии неблагоприятных условий для обитания на этих глубинах (отрицательные температуры, многолетний припайный лед и др.), так и о неблагоприятных тафономических факторах захоронения раковин (волновое воздействие, придонные течения).

Следует отметить тот факт, что в этой работе мы не стремились доказать или опровергнуть идею гляциоизостазии. Однако полученные нами результаты перекликаются с данными, представленными в работе Формана с коллегами (Forman et al. 2004).

На территории государственного федерального заказника «Земля Франца-Иосифа» работа проводились в ходе комплексной краеведческой экспедиции в «Русскую Арктику» КЭйРА-2012 , организованной Национальным парком «Русская Арктика» при поддержке проекта ПРООН/ГЭФ «Укрепление морских прибрежных особо охраняемых природных территорий».

Список литературы:

Анисимов М.А., Барляев А.Э. Особенности изменения положения береговой линии островов Земли Франца-Иосифа в голоцене // Сборник тезисов докладов международной конференции молодых ученых «Изменения климата и природной среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация» (14-20 сентября 2014 года. Кисловодск). – М.: ГЕОС, 2014. – С. 141-142.

Большиянов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца-Иосифа, Шпицберген и Новая Земля // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – №2 (82). – С. 68-77.

Дибнер В.Д. Новые данные по палеогеографии антропогена в свете первых результатов радиокарбоновых исследований // Доклады Академии наук СССР. – 1961. – Т.135. – №11. – С. 893-894.

Дымов В.А., Шарин В.В. Новые данные по палеогеографии голоцена архипелага Земля Франца-Иосифа (о-в Карла Александра) // Проблемы Арктики и Антарктики – 2005. – №4 (38). – С. 53-56.

Гусев Е.А., Большиянов Д.Ю., Дымов В.А., Шарин В.В., Арсланов Х.А. Голоценовые морские террасы южных островов Земли Франца-Иосифа // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2013. – №3(97). – С.102-108.

Ковалева Г.А., Голубков В.С., Гусев Б.В. Современные движения острова Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого Океана. – Л.: НИИГА, 1974. – С.87-92.

Оледенение Земли Франца-Иосифа / Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н. и др. – М.: Наука, 1973. – С.361.

Forman S.L. Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – №23. – P. 1391-1434.

Forman S.L., Lubinski D., Miller G.H., Matishov G.G., Korsun S., Snyder J., Herlihy F., Weihe R., Myslivets V. Postglacial emergence on Western Franz Josef Land, Russia, and retreat of the Barents Sea ice sheet // Quaternary Science Reviews. – 1996. – №15. – P.77-90.

Glazovskiy A., Naslund J.O., Zale R. Deglaciation and Shoreline Displacement on Alexandra Land, Franz Josef Land // Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography. – 1992. – Vol.74. – №4. – P.283-293.

Lubinski D.J., Forman S.L., Miller G.H. Holocene glacier and climate fluctuations on Franz Josef Land, Arctic Russia, 80 N // Quaternary Science Reviews. – 1999. – №18. – P.85-108.

Naslund J.O., Zale R., Glazovskiy A. Mid Holocene Transgression on Alexandra Land // Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography. – 1994. – Vol.76. – №1/2. – P.97-101.

ВОЗРАСТ КОНЕЧНОМОРЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ В ДОЛИНАХ РЕК ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

С.Г. Аржанников [1], А.В. Аржанникова[1], Р. Броше[2], М. Жоливе[3]
[1]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия,* sarzhan@crust.irk.ru
[2]*CEREGE, CNRS, Aix Marseille Univ., Aix en Provence, France,* braucher@cerege.fr
[3]*Géosciences Rennes,CNRS, Université Rennes 1, France,* marc.jolivet@univ-rennes1.fr

S.G. Arzhannikov, A.V. Arzhannikova, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia;
R. Braucher CEREGE, CNRS, Aix Marseille Univ., Aix en Provence, France;
M. Jolivet Géosciences Rennes,CNRS, Université Rennes 1, France

Плейстоценовые оледенения в Восточном Саяне и Тоджинской впадине неоднократно привлекали внимание исследователей в целях палеогеографических реконструкций (Гросвальд, 1965; Олюнин, 1965; и многие др.), однако данных абсолютного датирования конечно-моренных комплексов до сих пор недостаточно.

Наши предыдущие исследования (Arzhannikov et. al, 2012), основанные на определении возраста экспонированных поверхностей, показали, что в некоторых долинах Окинского плоскогорья (Восточный Саян) в MIS 2 лежали крупные ледники, формировавшиеся в горных узлах Большого или Пограничного Саяна. Их конечные морены вложены в ледниковые образования предыдущих ледниковых эпох. Продолжая изучение ледникового рельефа Окинского плоскогорья, мы расширили территорию исследований к востоку (Мондинская впадина) и предприняли попытку определить, как коррелирует возраст конечных морен различных долин на юге Восточного Саяна. Для решения данной задачи нами были выбраны конечные морены в Мондинской впадине и в долинах рек Жомболок, Сенца, Сайлаг (Окинское плоскогорье). Основными методами изучения являются методы изотопной геохронологии (^{10}Be, ^{14}C), геоморфологический метод, метод дистанционного зондирования и методы полевых исследований. Нами также широко использовались цифровые модели рельефа (SRTM), аэрофотоснимки, космоснимки Landsat и Aster.

Для определения возраста экспонированных поверхностей валунов ледниковой и приледниковой формаций мы применили бериллиевый (^{10}Be) метод датирования in situ (Gosse, Phillips, 2001). Период полураспада (^{10}Be) составляет 1,387 млн. л. (Chmeleff et al., 2010; Korchinek et al., 2010), что позволяет датировать поверхностные породы в широком временном диапазоне. Данный метод использовался в Сибири для определения возраста конечно-моренных комплексов на южном Байкале (Horiuchi et al., 2004), в Монголии (Gillespie et al., 2008), в Восточном Саяне (Arzhannikov et al., 2012), в хребте Кодар и Чарской впадине (Margold et al., 2014), а также для определения возраста сброса Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера на Алтае (Рудой и др., 2006; Reuther et al., 2006).

Места отбора образцов имеют поверхности с общим углом наклона не более 1-3° и протяженностью 500-600 м. Изменение альтитуды в пределах этой области не более 2-3 м. Для контроля экспонированных возрастов мы использовали парагенетическую связь между Жомболокской мореной и прилегающей к ней флювиальной равниной. Взятые образцы с поверхности валунов морены и прилегающей равнины должны показать близкий возраст. Если это условие соблюдается, то мы с большой долей уверенности можем утверждать о едином возрасте формирования ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа в этой долине.

Отбор образцов в различных частях морен преследовал цель охватить весь возрастной диапазон их формирования. Четыре образца (S07Be6, S07Be7, S07Be8 и S07Be9) были взяты с тыловой части конечной морены в долине р. Сенца. Три образца (S07Be13, S07Be14, S07Be15) отобраны с валунов на поверхности среднего вала Жомболокской конечной морены, расположенной в 10 км к северо-востоку от Сенцинской морены. Район отбора образцов характеризуется ровной, частично залесенной поверхностью. Другие три образца (S07Be10, S07Be11, S07Be12) отобраны в пределах приледниковой флювиальной равнины с крупных (2-2.5 м) валунов, расположенных в 2.5 км к востоку от края Жомболокской конечной морены, на участках свободных от базальтовой лавы. Три образца (S07Be16, S07Be17, S07Be18) были взяты в различных частях Сайлагской конечной морены. Валун образца S07Be16 расположен в верхней части внешнего вала морены. Образцы S07Be17 и

S07Be18 отобраны с валунов, зафиксированных на поверхности внутренних валов морены. Еще три образца (S07Be19, S07Be20, S07Be21) отобрали с валунов Мондинской морены нижнего яруса.

Таким образом, образцы отбирались с поверхностей валунов, расположенных на четырех моренах и на приледниковой флювиальной равнине среди поля базальтовой лавы. Географические координаты и абсолютная высота были получены с помощью портативного приемника GPS (ошибка 5 м). Для каждого образца был замерен угол топографического экранирования. При выборе места отбора образцов необходимыми условиями были: субгоризонтальная поверхность морены, максимальное расстояние от склона морены и отсутствие термокарстовых депрессий. Всего было отобрано 16 образцов. Десять из них принадлежали выводным ледникам с горного массива Пика Топографов, три образца принадлежали леднику, сформированному в пределах хребта Кропоткина, и три образца Окино-Иркутному леднику.

Подготовка и датирование образцов выполнены в Национальной Лаборатории Космогенных Изотопов в г. Экс-Ан-Прованс, Франция (Arzhannikov et al., 2012). Минимальные экспонированные возрасты, полученные при измерении космогенного изотопа ^{10}Be, показывают, что для каждой морены поверхностная концентрация изотопов в образцах примерно одинаковая. Исключение составляют два образца (S07Be15 and S07Be16), взятые со среднего вала Жомболокской конечной морены и внешнего вала Сайлагской конечной морены, соответственно. Эти две даты более древние, чем остальные из соответствующих групп. Как показано в работе Balco (2011), разброс экспонированных возрастов может быть связан с различными процессами (частичное погребение, денудация, выветривание, перемещение и вращение после деградации ледника и относительной стабилизации конечной морены и др.), поэтому стратегия идентификации и отбраковки может быть различной. В нашем случае два валуна (S07Be15 и S07 Be16) имеют более древний экспонированный возраст, чем другие валуны, с которых были взяты образцы, и это позволяет исключить их из рассматриваемых объектов (Arzhannikov et al., 2012). Средний возраст Мондинской конечной морены нижнего яруса составляет 14 т. л. (3 образца). Средний возраст для Сенцинской (Сенцинская конечная морена) и Сайлагской (Сайлагская конечная морена) групп составляет 16 т. л. (6 образцов). Средний возраст Жомболокской группы (Жомболокская конечная морена и приледниковая флювиальная равнина) составляет 22 т. л. (5 образцов).

Удревнение возраста образцов может быть связано с более ранним экспонированием валуна в предыдущие эпохи выдвижения ледников. К примеру, образец S07Be15 был взят с поверхности среднего вала Жомболокской конечной морены. Экспонированный возраст образца составляет 39304±2335 л., что согласуется с выдвижением Тэнгисгольского ледника (53 – 35 тыс. л.) в сторону долины р. Шишхид-Гол (Gillespie et al., 2008). Принимая во внимание тот факт, что хребет Большой Саян является единым центром оледенения для Тэнгисгольского и Жомболокского ледников, то экспонированный возраст этого образца может коррелировать с одной из фаз выдвижения ледников в этом районе.

Образец S07Be15 был взят с поверхности внешнего вала Сайлагской морены. Его экспонированный возраст составляет 62078 ± 3528 л., что соответствует стадии оледенения MIS 4. Возможно, что здесь, так же как и в предыдущем случае, имеет место более раннее экспонирование, и связано оно может быть с зырянской фазой выдвижения ледников.

По нашим данным, оледенение в MIS 2 на юге Восточного Саяна охватывало обширные территории. Основным центром оледенения являлся хребет Большой Саян, протягивающийся от хребта Ергак-Тайга до Мондинской впадины и хребта Хамар-Дабан. Другими центрами оледенения были Китойские и Тункинские Гольцы. Ледники длиной десятки километров, спускавшиеся по долинам восточного склона хребта Большой Саян, оставили конечные морены длиной до 10 км. Форма конечных морен имеет сложную конфигурацию. В продольном профиле морен выделяются валы, которые, возможно, отвечают различным стадиям позднеплейстоценового оледенения. Полученные даты по космогенным изотопам ^{10}Be свидетельствуют о формировании части конечноморенного комплекса в долинах Окинского плоскогорья в MIS 2. Проведенное датирование экспонированных поверхностей валунов конечных морен и приледниковых флювиальных равнин показало, что средневзвешенный экспонированный возраст в долинах Окинского плоскогорья составляет 16, 22 т. л., в Мондинской впадине – 14 т. л. Таким образом, в сартанское время (MIS 2) ледники выдвинулись до позиции конечных морен ранних этапов оледенения, но при меньшей мощности льда.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00361, 13-05-00247).

Список литературы:

Рудой А.Н., Браун Э.Г., Галахов В.П., Черных Д.В. Новые абсолютные датировки четвертичных гляциальных паводков Алтая // Изв. Бийского отделения РГО. 2006. Вып. 26. С. 148-151.

Гросвальд, М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., Наука, 1965, 166 с.

Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., Наука, 1965, 128 с.

Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourles D., Chauvet F. History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // Quaternary Science Reviews, 2012, v.49, p. 16-32. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.06.005

Balco, G., Stone, J., Lifton, N., Dunai, T. A simple, internally consistent, and easily accessible means of calculating surface exposure ages and erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements. Quaternary Geochronology, 2008, v. 3, p. 174-195.

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, J. Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section, 2010, v. 268, p. 192-199.

Gosse John C., Phillips Fred M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application//Quaternary Science Reviews, 2001, v. 20, p.1475-1560.

Gillespie, A.R., Burke, R.M., Komatsu, G., Bayasgalan, A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. Quaternary Research, 2008, v. 69, p. 169–187.

Horiuchi K., Matsuzaki H., Osipov E., Khlystov O., Fujii S., 2004. Cosmogenic 10Be and 26Al dating of erratic boulders in the southern coastal area of Lake Baikal, Siberia. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B. 223–224, 633–638.

Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, ch., Kossert, K., Maitia, M., Poutivtsev, M., Remmert, A. A new value for the half-life of 10 Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section, 2010, v. 268, p. 187-191.

Margold M, Jansen JD, Gurinov AL, Reznichenko NV, Codilean AT, Fink D. 2014. Late Pleistocene glaciation of the Kodar Mountains, south-central Siberia, constrained by Be-10 exposure dating. Geophysical research abstracts 16, 9946, EGU Vienna, Austria, April 2014.

Reuther A.U., Herget J. Ivy-Ochs S. et. al. 2006. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenoc in situ ^{10} Be. – Geology.. Vol. 43. №11. P. 913–916.

ПОСТЛЕДНИКОВАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

С.Г. Аржанников[1], А.В. Иванов[1], А.В. Аржанникова[1], Е.И. Демонтерова[1], В.А. Буянтуев[2], В.А. Осколков[2], В.И. Воронин[2]

[1]Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, sarzhan@crust.irk.ru

[2]Иркутск, Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, Иркутск, Россия

POSTGLACIAL VOLCANISM IN THE EASTERN SAYAN RIDGE

S.G. Arzhannikov, A.V. Ivanov, A.V. Arzhannikova, E.I. Demonterova, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia; V.A. Buyantuev, V.A. Oskolkov, V.I. Voronin, Siberian Institute of Plant Physiology and Biochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Жомболокское лавовое поле является уникальным объектом позднеплейстоцен-голоценового внутриконтинентального вулканизма. Оно расположено в горном массиве Восточного Саяна на границе Окинского плоскогорья и хребта Кропоткина, где заполняет большую часть долины р. Жомболок. Комплекс вулканов и поле (потоки) базальтовой лавы (гавайиты) длиной 72 км, шириной до 4 км и максимальной толщиной 150 м (Ivanov et al., 2011) начали формироваться после деградации ледника сартанской фазы позднеплейстоценового оледенения (Arzhannikov et al., 2012).

В результате исследований последних лет, нами получены данные, свидетельствующие о многократности извержений и нескольких этапах формирования Жомболокского лавового поля. Полевые работы проводились в долинах рек Сенца, Жомболок, Ока и пади Хи-Гол. В комплекс исследований входили дешифрирование космосников и аэрофотоснимков, изучение разрезов террас, шлаковых конусов, лавовых полей, отбор образцов на радиоуглеродное (^{14}C) и бериллиевое (^{10}Be) датирование, дендрохронологический анализ мертвой и живой древесины.

В сартанскую фазу позднеплейстоценового оледенения в речных долинах Окинского плоскогорья (Ока, Тисса, Сенца, Жомболок и др.) лежали ледники толщиной 300-400 м, которые оканчивались протяженными (до 10 км длиной) конечными моренами. В период деградации оледенения, около 16000 лет назад (Arzhannikov et al., 2012), произошел интенсивный врез с образованием серии террас и частичным размывом основной и конечных морен.

Жомболокское лавовое поле формировалось после стаивания ледника. Оно представляет собой комплекс вулканов в долине пади Хи-Гол и один вулкан в верховьях реки Барун-Хадарус, а также систему разновозрастных полей, объединенных в гигантский поток в долинах рек Жомболок и Ока. Морфологически выделяется, по меньшей мере, четыре этапа активизации вулканизма, разделенные во времени сотнями и тысячами лет. Исходя из соотношения лавовых потоков, их гипсометрического положения, наличия или отсутствия шлаковых и пепловых отложений на поверхности склонов и базальтах, первым из серии извержений было то, которое привело к образованию вулканов Старый и Трещина. Их пеплы были развеяны и отложены на склонах коренных пород к востоку от центра излияния. В это время, 13375±123 лет назад (радиоуглеродная калиброванная дата по растительности, погибшей при натекании базальтов на пойму в долине р. Ока), лавы, поступавшие из пади Хи-Гол и верховьев реки Жомболок в долину р. Ока, заполнили ее и сформировали дамбу. Образование подпорного озера происходило в период интенсивного размыва ледниковых и водно-ледниковых отложений. В воде, поступавшей в палеоозеро, присутствовало большое количество ледниковой муки, представленной частицами алевритовой и пелитовой размерности, которая выпадала в виде белесого осадка. В настоящее время эти осадки сохранились под базальтами и на поверхности базальтового потока, через который происходил переток воды. Отложения имеют хорошо читаемую слоистость, отражающую динамику водного потока. Небольшие сингенетичные мерзлотные клинья характеризуют мелководную обстановку накопления аллювия в области переменного подпора этого озера. Для определения возраста отложений и близкого по времени подпора базальтами р. Оки нами была заложена серия шурфов в рыхлых осадках, налегающих и прислоненных к базальтовому потоку, и подбазальтовом аллювии. В процессе вскрытия и изучения разрезов был обнаружен датируемый материал. Ракушка и кусочек угля во вмещающих озерных отложениях имеют калиброванный возраст 13442±110 и 13092 ±115 лет, соответственно. Исходя из возраста подбазальтовой растительности и возраста озерных осадков, первый этап формирования лавового поля произошел 13250-13550 лет назад. Второй этап активизации вулканизма

в пади Хи-Гол связан с вулканами Перетолчина, Аткинсона и Останец. Возраст погребенной растительности в прослоях пеплов составляет 13445±108 л. н. и характеризует время второго этапа формирования Жомболокского лавового поля. Третий этап связан с образованием вулкана Кропоткина. Лавы этого этапа изливались в меньших объемах, и имеют распространение в верховьях пади Хи-Гол и р. Кадыр-Ос. Возможно, что часть изверженного материала разгружалась по тоннелям, сформированным в теле потока в предыдущие фазы. Мы не имеем прямых датировок для этого этапа и можем характеризовать время активизации только по косвенным данным. В долине р. Сенца в озерно-болотных отложениях, залегающих на ледниковых осадках, имеется прослой углей с интенсивным прокалом. Возраст углей и, соответственно, широкомасштабного пожара, возможно связанного с излиянием лав, составляет 4716±117 и 5279±187 лет (калиброванные даты). С учетом ошибки, этап активизации попадает во временной период 4600-5460 лет.

Четвертый этап, по результатам наших последних исследований, произошел в историческое время. Отличительной чертой поверхности молодых потоков является почти полное отсутствие растительного покрова, более темный цвет по сравнению с базальтами ранних генераций и хорошо читаемые волны растекавшихся лав. Наиболее ярко лавы последнего этапа извержения выражены в приустьевой части р. Жомболок, где количество очагов проявления молодых потоков достигает нескольких десятков. Их поверхность характеризуется, как аалава, представленная скоплением корок – взломанных фрагментов верхней части тоннелей, по которым происходило растекание лавы. Размеры блоков варьируют от первых десятков сантиметров до первых метров. Характерной особенностью поверхности этих потоков является наличие «островов» старой лавы с фрагментами мертвой, а иногда и живой древесины. Максимальные размеры «островов» достигают 10-12 м, в основном же это площадки 1-2 м^2. Отмечаются крупные линейные вздутия длиной несколько десятков метров.

Попытки датировать молодые базальты K/Ar методом результатов не дали в связи с низким содержанием калия в образце. Исходя из этого, основные усилия были направлены на поиски древесных фрагментов в различных частях молодых потоков, в том числе и в их толщах, для радиоуглеродного и дендрохронологического датирования. Были взяты 30 образцов древесины ели и лиственницы (спилы сухостойных и буровые керны живых деревьев) на «островах» старой лавы, расположенной среди молодых потоков, и с поверхности трех молодых лавовых полей и смежных территорий.

Решение задачи исследования выполнялось последовательно. Первым этапом было получение индивидуальных древесно-кольцевых хронологий, как для погибших, так и для живых деревьев. Для каждого поля лав был получен набор индивидуальных хронологий. Все они были перекрестно датированы, что исключило наличие ложных годичных колец и позволило определить выпадающие годичные кольца.

После этого индивидуальные древесно-кольцевые хронологии (ИДКХ) погибших деревьев были объединены в общую древесно-кольцевую хронологию (ОДКХ), включающую хронологии всех трех полей. Точно такая же процедура была проделана в отношении ИДКХ живых деревьев, и была получена их ОДКХ. Первая ОДКХ была «плавающей», тогда как вторая имела точную календарную привязку. При перекрестном датировании этих двух хронологий и их кросс-корреляционном анализе было установлено, что на определенном участке графики этих хронологий демонстрируют очень высокое подобие с коэффициентом корреляции 0,25. Участок перекрытия составил 357 годичных колец (1495-1852 гг.), что вполне достаточно для уверенного датирования плавающей хронологии. Это дает нам основание для объединения данных ОДКХ в единую генерализованную древесно-кольцевую хронологию ели и лиственницы для данного района. Её временная протяжённость достигает почти 900 лет. То есть, календарный год (1114 н.э.) является годом начала роста образца JMB1-4. Таким образом, возраст этого дерева дает верхнюю границу вулканической активизации в этом районе.

Также в результате изучения поверхности молодых полей лав были обнаружены фрагменты стволов деревьев, затянутых в базальтовые обломки. Местонахождение представляет собой краевую часть молодого потока, выраженную в виде вала, налегающего на лавы ранних генераций. Для определения времени гибели этого дерева был датирован АМС методом образец JMB-13-6. Калиброванный возраст образца показал, что гибель дерева произошла между 690 и 779 годами нашей эры.

Полученный результат отражает временной диапазон между 690 и 1114 годами нашей эры, в течение которого произошла вулканическая активизация и излияние лав, распространившихся на расстояние 60-65 км. В то же время, мы склоняемся к версии гибели дерева, фрагментом которого является образец JMB-13-6, от деформации поверхности старой лавы в результате ее взламывания в процессе перемещения молодых потоков базальтов. Соответственно, калиброванный возраст образца JMB-13-6 определяется временными рамками между 690 и 779 годами нашей эры и может отражать время формирования молодых потоков.

Исходя из исторической реконструкции исхода предков Чингиз-Хана из урочища Эрхуу-Нэхун (Эргунэ-Кун) (Чагдуров, 1997), мы можем говорить о совпадении периода формирования потоков базальтов и времени ухода монгольских родов. То есть, рождение Чингиз-хана датируется 1155 или 1162 годами нашей эры. Следуя генеалогическому дереву Чингиз-хана, его предки вышли из Эргунэ-Куна за 400 лет до его рождения (Сокровенное сказание, 1941). Соответственно, время исхода можно определить как 755 или 762 года нашей эры. Калиброванная дата гибели дерева в вулканических обломках определяется периодом между 690 и 779 годами нашей эры. Совпадение периода исхода и времени формирования вулканических потоков говорит о том, что предки Чингиз-хана могли быть свидетелями неординарного по их меркам события, давшего сильный толчок к обширной перекочевке монгольских родов из местности Эргунэ-Кун (Рашид-Ад-Дин, 1952). Таким образом, время активизации вулканизма на юге Восточного Саяна совпадает с исходом монголов, и может быть определено как 755 или 762 года нашей эры.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00361, 13-05-00247).

Список литературы:

Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bulletin of Volcanology, 2011, 73:1279-1294, doi: 10.1007/s00445-011-0485-9.

Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourles D., Chauvet F. History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // Quaternary Science Reviews, 2012. V.49, pp. 16-32. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.06.005.

Чагдуров С.Ш. Эргунэ-Кун – прародина монголоязычных родов и племен//VII Международный конгресс монголоведов (Улан-Батор, август 1997 г.): Доклад российской делегации. – М.,1997.

Рашид-ад-Дин. Сборник летописей. Москва-Ленинград, 1952, Т. 1-3. 995 с.

К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ АНГАРСКОГО СТОКА И КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СБРОСА ВОДЫ ИЗ ОЗЕРА БАЙКАЛ

С.Г. Аржанников[1], А.В. Аржанникова,[1]А.В. Иванов[1], Е.И. Демонтерова[1], Д. Янсен[2], Ф. Прессер[3], М. Маргольд[4]

[1]Иркутск, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, sarzhan@crust.irk.ru

[2]Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Germany

[3]Institute of Earth & Environmental Sciences Albert Ludwigs University Freiburg, Germany

[4]Department of Physical GeographyStockholm University, Sweden

THE FORMING OUTLET OF THE ANGARA RIVER AND THE LAKE BAIKAL MEGAFLOOD

S.G. Arzhannikov, A.V. Arzhannikova, A.V. Ivanov, E.I. DemonterovaInstitute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk,Russia; J.D. Jansen Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Germany; *F. Preusser, Institute of Earth & Environmental Sciences Albert Ludwigs University Freiburg, Germany;M. Margold, Department of Physical Geography Stockholm University, Sweden*

Изучению эрозионной деятельности водных потоков и их роли в формировании рельефа уделено большое внимание. Однако только в последнее время было осознано, сколь велики могут быть масштабы изменений в ландшафтах, вызванные гигантскими водными потоками за короткий промежуток времени. Современная статистика природных и техногенных катастроф свидетельствует о неразрывной связи и взаимодействии многих геологических процессов, развивающихся в эпицентральных зонах разрушительных землетрясений. Так, Аляскинское землетрясение наглядно продемонстрировало развитие ситуации, связанной с обрушением в акваторию залива Литуйя ледово-каменной массы и возникновением волны высотой 524 м. Не менее ошеломляющее воздействие оказала на очевидцев трагедия в Италии в местечке Вайонт, где произошел оползень объемом 250-300 млн. $м^3$ в акваторию искусственного водохранилища. Возникшая волна высотой 100 м перехлестнула плотину и разрушила до основания город Лонгарон. При этом погибли около 3000 человек. Пострадали поселки, расположенные на протяжении 50 км вниз по долине. Таким образом, крупные природные и искусственные водоемы, расположенные в высокосейсмичных областях или в районах с неблагоприятной инженерно-геологической обстановкой, могут являться очагами возникновения катастрофических сбросов воды, способных перемещаться на огромные расстояния с большой скоростью и высоким разрушительным потенциалом.

Байкальская рифтовая зона и прилегающая к ней территория Сибирской платформы считаются высокосейсмичной областью и достаточно хорошо изучены во многих аспектах. Тем не менее, появляются данные, которые позволяют по-новому взглянуть на некоторые этапы развития регионов, прилегающих к оз. Байкал. В частности, большой интерес представляет формирование Ангарского створа. Образование наиболее молодого участка долины р. Ангары – от истока до впадения в нее р. Иркут – связывают с тектоническим обрушением блока, который находился на месте Лиственничного залива (Лут, 1964; Ламакин, 1968). Б.Ф. Лут (1964), исходя из морфологических особенностей подводной части залива, предположил, что образование последнего произошло в результате сброса клиновидного участка суши в озеро на глубину 900 метров. В.С. Хромовских (1967) указал на сейсмогенную природу обрушения этого блока, который является составной частью молодых тектонических форм вдоль зоны Обручевского сброса. Однако вопрос о возрасте сейсмического события, в результате которого образовался Лиственничный залив, в его работе остался открытым.

Некоторые исследователи относили время образования Ангарской прорези к среднему плейстоцену (Нагорья…, 1974). В 1979 – 1980 гг. Е.Е. Кононовым и В.Д. Мацем (1986) совместно с геологами ИГСЭ ПГО "Иркутскгеология" были проведены исследования в районе истока р. Ангара с целью уточнения возраста современной прорези. Авторы работы пришли к выводу, что тектоническое обрушение произошло до образования первой 3-4 метровой террасы Байкала, датированной началом – серединой голоцена, но после (или в конечную стадию) образования третьей 12-14 метровой байкальской террасы, формирование которой завершилось в сартанское время. Исследователи утверждают, что современный исток р. Ангары не древнее 60 тыс. лет, а, скорее всего, прорыв образовался около 20 тыс. лет назад. Авторы работы так же указывают на то, что после прекращения стока воды из Байкала через пра-Манзурку и перед прорывом Ангары существовал сток воды по древней Култучно-Ильчинской долине в систему р. Иркут.

А.А. Бухаров и В.А. Фиалков (1996) предполагали, что прорыв Ангары произошел 5-7 тыс. лет назад, поскольку в это время "произошло резкое снижение уровня озера, несмотря на то, что горно-долинное оледенение еще продолжалось, и приток ледниковых вод еще играл заметную роль в общем водном балансе впадины Байкала" (Бухаров, Фиалков, 1996, с. 105-106).

Современный отрезок Ангары использовал долинообразное понижение денудационно-тектонического происхождения, существовавшее, по крайней мере, в течение всего четвертичного периода (Кононов, Мац, 1986). Это долинонообразное понижение сформировалось вдоль Ангарского разлома, активизированного в кайнозое (Карта разломов…, 1982). Зона пересечения Ангарского разлома и Обручевского сброса предопределила местоположение будущего опускания, а общая геодинамическая обстановка растяжения со сдвигом создала условия для импульсных подвижек сбросового характера. Батиметрические данные указывают на ступенчатое строение опущенной части Лиственничного блока. Выделяются три ступени на глубинах 200 м, 400 м и 900 м. На космоснимках видно, что в районе образования залива Лиственничный существует сложная разломная система и связана она с тем, что Обручевский сброс контролирует крупный тектонический блок. Длина этого блока составляет 30 км, ширина – до 6 км. Его тыловая часть фиксируется серией долин, таких как р. Большая Шумиха, р. Малая Шумиха и падь Большой Баранчик. Опущенный блок в заливе Лиственничный является восточной частью этого макроблока. Его площадь может составлять 40-50 км.

Степень изрезанности береговых склонов в заливе свидетельствует о достаточной зрелости данного рельефа. Это связано с тем, что отрыв тектонического блока происходил по ослабленной зоне, подчеркнутой долиной реки Большой Баранчик. Фактически, склон, опускающийся к заливу, в прошлом являлся левым бортом этой реки. Вероятно, верхний отрезок и опущенный фрагмент долины Большой Баранчик составляли единое целое с прадолиной р. Ангары.

Катастрофическое опускание блока земной коры в районе современного Лиственичного залива должно было привести к крупному сбросу водной массы, поскольку уровень Байкала на тот момент регулировался Култучно-Ильчинско-Иркутным стоком и должен был превышать современный (Кононов, Мац, 1986). Вероятно, формирование истока р. Ангары происходило в несколько этапов и сопровождалось периодическими сбросами части вод Байкала по ее долине. Изучение рыхлых отложений в долине р. Ангары и ее притоках свидетельствует о резком изменении условий осадконакопления, связанного с внезапным повышением уровня воды на десятки метров. Как показывают данные по изучению разрезов комплекса террас в долинах боковых притоков Ангары, области распространения песчаных толщ охватывают десятки километров. В разрезах хорошо фиксируется этап катастрофического накопления осадков. В одних случаях отмечены горизонты погребенных ветрогранников, залегающих на криотурбированных аллювиальных отложениях, в других – почвенные и торфянистые горизонты несогласно перекрыты аллювиальными отложениями мощностью до первых десятков метров.

Для песчаных отложений аллювиального генезиса, формировавшихся в условиях катастрофического сброса воды, получены две даты по одному образцу из песчаных отложений 6-8 метровой террасы на правобережье р. Белая. Возраст образца, взятого из основания верхней песчаной пачки (выше несогласия) и полученного OSLметодом, составил 12.1±1.3 и 12.9±1.0 тыс.л. Это первые прямые датировки, свидетельствующие о возрасте событий, связанных с образованием Ангарского стока.

Возможно, что к этому времени порог стока все еще был на 40-60 м выше современного. Эта разница высот определена по амплитуде смещения блока земной коры в районе порта Байкал (левый берег) и в районе расположения санатория «Байкал» (правый берег). Также, в районе порта Байкал в акватории озера на глубине 40-60 м обнаружена сброшенная терраса, которая согласуется с амплитудой смещения блоков в надводной части (Потемкина, 2008).

При разнице высот современного и позднеплейстоценового уровня воды в озере, сброшенный объем мог достигать 2500 км^3. Спуск воды продолжался несколько месяцев. В этот период в долине р. Ангара и ее притоках произошли широкомасштабные изменения. Огромные массы осадков засыпали поймы и низкие террасы вместе со следами пребывания человека. На некоторых участках русло р. Ангары было переуглублено, и сформировались гигантские котлы высверливания (Логачев и др., 1964). Появилось большое количество останцов обтекания, состоящих из коренных пород. Борта долины подверглись мощным процессам оползнеобразования.

Археологи неоднократно отмечали, что в финале позднего сартана произошло крупное тектоническое событие, сопровождавшееся активизацией гравитационных процессов, в нехарактерных для этого районах и сильным размывом культурных горизонтов в долине р. Ангара (Бердникова, 2012).

Таким образом, формирование Ангарской прорези происходило за счет неоднократного опускания части суши и понижения порога стока, которые сопровождались катастрофическим сбросом воды объемом тысячи кубических километров по долине р. Ангара. Одно из таких событий произошло около 12 т. л. н. и коренным образом повлияло на ландшафты Приангарья и расселение древнего человека. Возможно, процесс незакончен, и вероятность повторения подобных катаклизмов не исключена.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 13-05-00247, 14-45-04060 Сибирь).

Список литературы:

Лут Б.Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины оз. Байкал. – Новосибирск: Наука, 1964. – 212 с.

Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М., 1968, 247 с.

Хромовских В.С. Особенности неотектонического развития южной впадины Байкала и ее горного обрамления // Геология и геофизика. – 1967. – № 1. – С. 52-58.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. – 359с.

Кононов Е.Е., Мац В.Д. История формирования стока вод Байкала // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1986. – № 6. – С. 91 – 98.

Бухаров А.А., Фиалков А.А. Геологическое строение дна Байкала: Взгляд из "Пайсиса". – Новосибирск: Наука, 1996. – 118 с.

Карта разломов юга Восточной Сибири м-б 1: 1 5 000 000 под.ред. М. П. Хренова. – Л.: ВСЕГЕИ, 1982.

Потемкина Т.Г. Подводный оползень на Байкале//Природа, 2008, №8, с. 52-55.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутскогоамфитеатра. М., Наука, 1964, 195 с.

Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., БердниковИ.М. Новый этап исследований местонахождения Усть-Белая (Прибайкалье) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Изд. Ин-та археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, 2012, с. 9-12.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОСМОГЕННО-ИЗОТОПНОГО МЕТОДА ^{10}Be В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ И НЕОТЕКТОНИКЕ

А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, arzhan@crust.irk.ru, sarzhan@crust.irk.ru

APPLICABILITY OF THE ^{10}Be COSMOGENIC ISOTOPE METHOD IN QUATERNARY GEOMORPHOLOGY AND NEOTECTONICS

A.V. Arzhannikova, S.G. Arzhannikov, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Одной из актуальных проблем четвертичной геоморфологии и неотектоники является абсолютное датирование форм рельефа. Вопрос установления возраста элементов рельефа всегда вызывал определенные трудности, связанные с обнаружением датируемого материала. Если для некоторых объектов находки в четвертичных отложениях остатков органического материала (погребенных почв, фрагментов растений, углей или костей животных) позволяют определять их возраст по ^{14}C, то в случае с поверхностями террас, морен, конусов выноса, эоловых форм рельефа – абсолютное датирование до последнего времени вызывало затруднение. Современное развитие методов абсолютной геохронологии позволяет сегодня датировать экспонированные поверхности с помощью космогенно-изотопного метода in situ ^{10}Be, который успешно применяется в мировой практике при изучении геоморфологии и неотектоники. Так, при исследовании разломов, космогенное датирование позволяет оценить возраст смещенных морфологических реперов и рассчитать скорости движения по разломам и интервалы повторяемости сильных землетрясений (Bierman et al., 1995 Ritz et al., 1995; 2003; Vassallo et al., 2005; 2007; Le Dortz et al., 2009 и др.). Определение космогенно-изотопным методом возраста ледниковых отложений позволило реконструировать историю оледенений и событий, связанных с ними, как, например, катастрофические спуски подпруженных ледниками озер в различных регионах мира, в том числе и в горах Южной Сибири и Северной Монголии (Horiuchi et al., 2004; Reuther et al., 2006; Gillespie et al., 2008; Arzhannikov et al. 2012). Данный метод позволяет оценить скорость денудации морфологических поверхностей (Brown et al., 1995), а также определить возраст коррадированных форм рельефа, и сделать вывод о том, что эоловая эрозия играет важную роль в изменении четвертичных ландшафтов континентальных перигляциальных областей Центральной Европы (Ruszkiczay-Rudiger et al., 2011).

Использование этого метода стало возможным благодаря технологическому прогрессу в измерении концентраций редких изотопов, таких как ^{10}Be, продуцируемых in situ в экспонированных породах или осадках земной коры за счет бомбардировки космическими частицами. В породах, находящихся на поверхности, концентрация космогенного изотопа возрастает со временем, по ней и определяется возраст экспонирования, соответствующий тому времени, когда данный образец вышел на поверхность и начал подвергаться воздействию космического излучения. Одна из сильных сторон этого метода – это то, что временной период, для которого он применяется, соответствует времени, в течение которого экспонированные поверхности, в разных тектонических и климатических условиях, не успевают значительно подвергнуться эрозии и перекрытию другими осадками. Кроме того, анализ ^{10}Be осуществляется по кварцу, который в изобилии присутствует в коренных и осадочных отложениях.

Период полураспада (1.387 млн. лет (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010)) выработанного in situ космогенного нуклеида ^{10}Be позволяет датировать породы, находящиеся на поверхности последние сотни тысяч лет. Накопление этого изотопа зависит от потока космического излучения, от интенсивности магнитного поля Земли и абсорбционной способности среды, через которую проходит излучение. Все эти факторы приводят к вариациям количества изотопов в зависимости от географической широты, абсолютной высоты и глубины от земной поверхности. Накопление ^{10}Be в кварце (минерале устойчивом и очень распространенном) хорошо изучено на различных широтах и высотах, и, таким образом, метод ^{10}Be in situ применим к большей части кварцсодержащих осадочных образований, таких как, например, аллювиальные террасы, морены, конусы выноса. А в отсутствии органического материала для датирования, метод ^{10}Be in situ остается единственным способом, определения возраста экспонированной поверхности морфоструктур.

В породах, находящихся на поверхности, концентрация космогенного изотопа ^{10}Be за счет бомбардировки космическими частицами возрастает со временем до момента радиоактивного распада, который ведет к

уменьшению концентрации. Плюс к этому, эрозионные процессы компенсируют формирование новых атомов за счет их физического удаления с экспонированной поверхности. И в определенный момент возникает равновесие в концентрации ^{10}Be и ^{9}Be (стабильного изотопа, изначально содержащегося в породе). Когда это устойчивое состояние равновесия достигнуто, возникает возможность расчета средней скорости эрозии, которая обратно пропорциональна концентрации изотопа ^{10}Be (Brown et al., 1995).

Мы применили данный метод в наших исследованиях для определения позднечетвертичной скорости денудации поверхности Окинского плоскогорья в Восточном Саяне (Jolivet et al., 2013). С вершинной поверхности плоскогорья были отобраны образцы из коренных обнажений гранитов и кварцевых валунов. Анализы (как для этой, так и для остальных наших работ) были проведены в лаборатории CEREGE г. Aix-en-Provence во Франции. Оценка скорости денудации Окинского плоскогорья космогенно-изотопным методом ^{10}Be показала, что рассчитанные скорости имеют среднее значение около 0,012 мм/год и максимальное значение около 0,02 мм/год.

Также с помощью данного метода мы исследовали эволюцию разломов во время процесса горообразования в массиве Их-Богд в Гобийском Алтае в Монголии (Vassallo et al., 2007). Измерив врез и смещения речных террас и конусов выноса и продатировав их методом ^{10}Be, мы показали, что формирование массива происходило за счет миграции разломообразования от внутренних частей массива к внешним, а также рассчитали скорость эрозионного вреза, которая за последние 330 тыс. лет составляла от 0,1 до 0,3 мм/год. Вертикальное смещение аллювиального конуса, закончившего формирование около 100 тыс. лет назад, позволило оценить позднеплейстоцен-голоценовую скорость движения по разлому в 0,1 мм/год.

Опыт применения in situ ^{10}Be метода датирования в изучении ледников позволил нам установить время выдвижения ледников при горно-долинном оледенении хребта Большой Саян. Возраста ледниковых отложений различных долин, определенный с помощью данного метода, укладываются в MIS 2. Эта информация, в комплексе с данными предыдущих исследователей, позволила восстановить историю позднеплейстоценового оледенения в Саяно-Тувинском нагорье (Arzhannikov et al. 2012).

Таким образом, в данной работе показаны возможности использования космогенно-изотопного in situ ^{10}Be метода для изучения активных разломов, датирования аллювиальных, ледниковых и эоловых форм рельефа, а так же для расчета скоростей денудации, который широко применяется в мировой практике. На основе личного опыта применения данного метода мы можем констатировать, что он зарекомендовал себя как надежный и единственно доступный для определения возраста поверхностей, не содержащих органического материала, что является важным звеном исследований в области четвертичной геоморфологии и неотектоники.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №13-05-00247, 13-05-00361 и 13-05-91052-НЦНИ).

Список литературы:

Bierman, P.R., Gillespie, A.R. & Caffee, M.W. Cosmogenic ages for earthquake recurrence intervals and debris flow fan deposition, Owens Valley, California // Science. 1995. V. 270. P. 447–450.

Ritz, J-F, Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F. & Enkhtuvshin, B. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia // Geology. 1995. V. 23. P. 1019–1022.

Ritz J.-F., Bourles D., Brown E. T., Carretier S., Chery J., Enhtuvshin B., Galsan P., Finkel R. C., Hanks T. C., Kendrick K. J., Philip H., Raisbeck G., Schlupp A., Schwartz D. P. and Yiou F. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with 10Be dates // Journal of geophysical research. 2003. V. 108. № B3. P. 1-16.

Vassallo R., Ritz J.-F., Braucher R., Carretier S. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic 10Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications // Terra Nova. 2005. V. 17. № 3. P. 278–285.

Vassallo, R., J-F. Ritz, R. Braucher, M. Jolivet, S. Carretier, C. Larroque, A. Chauvet, C. Sue, M. Todbileg, D. Bourles, A. Arzhannikova and S. Arzhannikov. Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia // Tectonics. 2007. V. 26. TC5013. 24 pp.

Le Dortz Kristell, Meyer Bertrand, Sebrier M., Nazari H., Braucher R., Fattahi M., Benedetti L., Foroutan M., Siame L., Bourles D., Talebian M., Bateman M.D., Ghoraishi M. Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, central Iran // Geophysical Journal International. 2009. V. 179. № 2. P. 700-710.

Horiuchi K, Matsuzaki H., Osipov E., Khlystov O., Fujii S. Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al dating of erratic boulders in the southern coastal area of Lake Baikal, Siberia // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B. 2004. V. 223–224. P. 633–638.

Reuther A., Herget J., Ivy-Ochs S., Borodavko P., Kubik P., Heine K. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ 10Be // Geology. 2006. V. 34. № 11. P. 913–916.

Gillespie A., Burke R., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // Quaternary Research. 2008. V. 69. P. 169–187.

Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M., Arzhannikova A.V., Vassallo R., Chauvet A., Bourles D., Chauvet F. History of late Pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 49. P. 16-32.

Brown E.T., Stallard R.F., Larsen M.C., Raisbeck G.M., Yiou F. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced loBe in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico // Earth and Planetary Science Letters. 1995. V. 129. P. 193-202.

Ruszkiczay-Rudiger Zs., Braucher R., Csillag G., Fodor L.I., Dunai T.J., Bada G., Bourles D., Muller P. Dating Pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ^{10}Be // Quaternary Geochronology. 2011. V. 6. P. 515-529.

Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jacob, D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B. 2010. V. 268. P. 192–199.

Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gosstomski, C., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A. A new value for the ^{10}Be half-life by heavy-ion

elastic recoil detection and liquid scintillation counting // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, Section B. 2010. V. 268. P. 187–191.

Jolivet M., Arzhannikov S., Arzhannikova A., Chauvet A., Vassallo R., Braucher R. Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 62. P. 117-133.

ХРОНОЛОГИЯ ИСТОРИЧЕСКИХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ЦУНАМИ, ПРОЯВИВШИХСЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Х.А. Арсланов[1], Л.А. Ганзей[2], Н.Г. Разжигаева[2], Ю. Нишимура[3], Т.А. Гребенникова[2], В.М. Кайстренко[4], А.О. Горбунов[4], Ф.Е. Максимов[1], А.Ю. Петров[1]

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* arslanovkh@mail.ru

[2]*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,* lganzey@tig.dvo.ru

[3]*Университет Хоккайдо, Саппоро, Япония,* yns@mail.sci.hokudai.ac.jp

[4]*Институт морской геологии и геофизики РАН, Южно-Сахалинск, Россия,*victor@imgg.ru

CRONOLOGY OF HISTORICAL AND HOLOCENE TSUNAMI MANIFESTATED IN NORTH-WESTERN COAST OF THE SEA OF JAPAN

Kh.A. Arslanov, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;
L.A. Ganzey, N.G. Razzhigaeva, T.A. Grebennikova, Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia;Yu. Nishimura Hokkaido University,Sapporo, Japan;
V.M. Kaistrenko, A.O. Gorbunov, Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk Russia

В результате работ по поиску осадков цунами на побережье Восточного Приморья найдены разрезы голоценовых отложений, включающие осадки цунами, наиболее ярко проявившихся в северо-западной части Японского моря. Приморский край относится к числу немногих сейсмоактивных областей России, хотя большинство землетрясений этого региона являются глубокофокусными, за время наблюдений отмечались и несколько сильных мелкофокусных землетрясений с магнитудой 5-7 (Левин и др., 1998). Крупные цунами в этом регионе связаны с землетрясениями, эпицентры концентрируются узкой полосой на шельфе и подводном склоне вдоль Японских островов, протягивающейся до о. Монерон (Поплавский и др., 1997). За исключением двух сильных цунами XX века (1983, 1993 гг.) данных о возрасте сильных цунами в этом регионе нет. В задачи исследования входило определение возрастасильных цунами, оставивших следы в разрезах береговых низменностей Восточного Приморья (Разжигаева и др., 2014). В наиболее информативных разрезах береговых торфяников отбирались вмещающие отложения для проведения радиоуглеродного анализа. Радиоуглеродное датирование образцов торфа выполнено в лаборатории СПбГУ (таблица). Образцы торфа предварительно были очищены от карбонатов и посторонних гуминовых кислот путем последовательной обработки образцов 2% растворами HCl и NaOH. Датирование образца торфянисных алевритов выполнено по вытяжке гуминовых кислот горячим 2% раствором NaOH. Калибровка радиоуглеродных дат в календарные сделана с помощью программы "CalPal" Кёлнского университета 2006 года, авторы B. Weninger, O. Joris, U. Danzeglocke (сайт www.calpal.de).

Возраст наиболее древнего события определен по ^{14}C-дате2290±80 л.н. (2300±120 кал. л.н.) ЛУ-7065, полученной по торфянистому алеврите, залегающему под цунамигенным песком, в кровле 2.5-м лагунной террасы бух. Кит. Высота заплеска была более 5 м, зона затопления – более 300 м. По-видимому, осадки этого же цунами встречены в разрезе озерно-болотных отложений бух. ЛангоуI, где в 470 м от берега встречен тонкий (0.5 см) прослой песка, под которым получена ^{14}C-дата 2100±60 л.н. (2090±80 кал. л.н.) ЛУ-6563. Заплеск был выше штормового вала высотой около 4 м.

В северной части бух. Кит в торфянике, расположенном за штормовым валом (высотой 5 м) в 200 м от уреза, обнаружен мощный слой песка (10 см), под которым получена ^{14}C-дата 1840±70 л.н. (1780±80 кал. л.н.), ЛУ-7062. Слой песка хорошо прослеживается вглубь суши на расстояние 300 м, местами образуя мощные линзы, из нижележащего торфа получена ^{14}C-дата 1820±80 л.н. (1750±100 кал. л.н.), ЛУ-7333. Высота цунами была более 5 м. Осадки этого же цунами обнаружены на побережье бух. Милоградовка в 66 м от уреза, из нижележащего торфа получена ^{14}C-дата 1830±80 л.н. (1760±100 кал. л.н.), ЛУ-7718.

В южной части бух. Милоградовкав 92 м от уреза в разрезе торфяника встречен прослой песка (мощность 1 см), включающих 13 видов морских диатомей (5.6%), что подтверждает морское происхождение осадка.Из нижележащего торфа получена ^{14}C-дата 1220±60 л.н. (1160±80 кал. л.н.), ЛУ-7717, что позволяет предположить, что найден осадок цунами 887 года нашей эры, одного из самых сильных известных цунами, проявившемся в Япономорском регионе в историческое время. В заплеск цунами был более 2 м.

В разрезе 2.5 м лагунной террасы бух. Кит выходит прослой песка, возраст которого оценивается около 830±60 л.н. (790±70 кал. л.н.), ЛУ-7064. Ниже по разрезу найдена линза вулканического пепла B-Tmвлк. Байтоушань, извержение которого произошло в 969 г. н.э. Цунами имело заплеск более 3 м. Осадки, скорее всего, этого же цунами найдены в бух. Китовое ребро, где в 150 м от уреза обнаружен слой песка, из нижележащего торфа получена ^{14}C-дата 820±40 л.н. (750±40 кал. л.н.), ЛУ-6890. Высота заплеска цунами была не менее 3 м. Это же цунами, возможно, оставило тонкий прослой песка в 470 м от берега в бух. ЛангоуI. Из известных круп-

ных событий наиболее близко по возрасту цунами 1341 г., повлекшее много жертв на западном побережье о. Хоккайдо (http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml).

Список радиоуглеродных дат из разрезов голоценовых отложений, включающих осадки цунами, Восточное Приморье

№ п/п	№ образца	Интервал, м	Материал	^{14}C дата	Калиброванный возраст	№ лабораторный
Духовские озера (озеро Мраморное)						
1	1а/812	0.14-0.16	торф	150±90	≤200	ЛУ-7101
2	2/812	0.28-0.30	торф	580±80	600±50	ЛУ-7104
Бух. Китовое ребро						
3	1/711	0.21-0.22	торф	350±60	420±70	ЛУ-6891
4	1/311	0.23-0.25	торф	820±40	750±40	ЛУ-6890
Зал. Опричник						
5	0/2011	0.22-0.24	торф	610±60	610±50	ЛУ-6894
6	1/2011	0.25-0.28	торф	860±50	810±70	ЛУ-6889
7	2/2011	0.40-0.42	торф	1610±90	1530±100	ЛУ-6958
Бух. ЛангоуI						
8	1/1510	0.09-0.10	торф	δ^{14}C=1.99±1.11%	≤200	ЛУ-6561
9	2/1510	0.22-0.23	торф	170±60	≤200	ЛУ-6557
10	3/1510	0.26-0.27	торф	530±50	580±50	ЛУ-6558
11	4/1510	0.32-0.33	торф	580±40	600±40	ЛУ-6562
12	2/2310	0.17-0.18	торф	60±30	≤200	ЛУ-6559
13	3/2310	0.31-0.32	торф	δ^{14}C=1.78±0.86%	≤200	ЛУ-6961
14	4/2310	0.64-0.65	торф	2100±60	2090±80	ЛУ-6563
15	6/2310	0.90-0.92	торф	2780±60	2890±70	ЛУ-6556
16	2/2510	0.16-0.17	торф	640±50	620±50	ЛУ-6963
17	3/2510	0.23-0.25	торф	530±70	580±60	ЛУ-6959
18	4/2510	0.28-0.30	торф	470±60	510±50	ЛУ-6560
19	5/2510	0.43-0.48	торф	2630±120	2700±170	ЛУ-6965
20	1/2811	0.11-0.12	торф	120±60	≤200	ЛУ-6887
21	2/2811	0.21-0.23	торф	410±60	440±80	ЛУ-6888
Бухта Милоградовка						
22	1/6514	0.28-0.30	торф	1220±60	1160±80	ЛУ-7717
23	1/5714	0.16-0.18	торф	1830±80	1760±100	ЛУ-7718
Бухта Валентин						
24	1/2713	0.27-0.28	торф	210±60	190±120	ЛУ-7334
25	2/2713	0.50-0.52	торф	700±80	650±70	ЛУ-7335
Бухта Кит						
26	1/3012	0.20-0.22	торф	δ^{14}C=9.23±0.97%	1957-2000 гг.	ЛУ-7080
27	1/4012	0.085-0.095	торф	δ^{14}C=14.37±1.44%	1958-1992 гг.	ЛУ-7081
28	1/4212	0.23-0.25	торф	1840±70	1780±80	ЛУ-7062
29	2/4212	0.59-0.64	торф	2540±80	2600±120	ЛУ-7063
30	1/6213	0.24-0.26	торф	1520±60	1430±70	ЛУ-7332
31	2/6213	0.55-0.57	торф	1820±80	1750±100	ЛУ-7333
32	1/2313	0.10-0.12	почва	670±90	630±60	ЛУ-7336
33	1/2812	0.24-0.26	торфянистый алеврит	830±60	790±70	ЛУ-7064
34	2/2812	0.39-0.40	торфянистый алеврит	2290±80	2300±120	ЛУ-7065
Бухта Красный Оленевод						
35	1/3114	0.42-0.44	торф	500±80	540±80	ЛУ-7719

Хорошо выраженный слой песка оставило цунами, которое произошло около 600 л.н. В разрезах торфяников около оз. Мраморное под этим прослоем получена ^{14}C-дата 580±80 л.н. (600±50 кал. л.н.), ЛУ-7104. Волна цунами проходила через штормовой вал высотой до 3.6 м, зона затопления была более 100 м. В бух. ЛангоуI из торфа, подстилающего и перекрывающего прослой цунамигенного песка получены близкие ^{14}C-даты 580±40 л.н. (600±40 кал. л.н.), ЛУ-6562, 530±50 л.н. (580±50 кал. л.н.), ЛУ-6558. Прослой песка прослежен вглубь суши на расстояние 200 м. Высота заплеска цунами была более 4 м.Близкая ^{14}C-даты 500±80 л.н. (540±80 кал. л.н.), ЛУ-7719 получена из торфа под слоем морского песка в бух. Красный Оленевод в 95 м от уреза за 3.5 м штормовым валом.Осадки цунами, произошедшего около 400 л.н. обнаружены в бух. Китовое Ребро на высоте около 5 м в 156 м от берега. Из нижележащего торфа получена ^{14}C-дата 350±60 л.н. (420±70 кал. л.н.), ЛУ-6891. В бух. ЛангоуI песок этого цунами прослеживается на расстояние более 500 м от береговой линии (^{14}C-дата 410±60 л.н., 440±80 кал. л.н., ЛУ-6888). Крупные цунами с высотой более 7 м в Японском море были в 1614, 1644 гг.(Соловьев, Го, 1972). Близкое по возрасту было катастрофическое цунами 1741 г., которое проявилось на Западном Хоккайдо и Северо-Западном Хонсю (http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml).Более молодое цуна-

ми, которое предположительно произошло в XIX-начале XX века, оставило прослой песка, под которым из торфа получены ^{14}C-даты 150±90 л.н. (≤200 кал. л.н.), ЛУ-7101 – берег около оз. Мраморное, 170±60 л.н. (≤200 кал. л.н.), ЛУ-6561; 120±60 л.н. (≤200 кал. л.н.), ЛУ-688 – бух. ЛангоуI. Крупные цунами в Японском море произошли в 1804, 1833 гг. (высота волн на северо-западе о. Хонсю была до 9 м) [14], в 1834 г. (побережье зал. Исикари, о. Хоккайдо) (Соловьев, Го, 1972). Сделан вывод, что ряд позднеголоценовых и исторических цунами имели больший масштаб, чем цунами XX века.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00179.

Список литературы:

Левин Б.В., Ким ЧунУн, Нагорных Т.В. Сейсмичность Приморья и Приамурья в 1888-2008 гг. // Вестник ДВО. – 2008. – № 6. – С. 16-22.

Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.Н., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – 272 с.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Нишимура Ю. и др. Хронология цунами, оставивших следы в разрезах береговых низменностей Восточного Приморья // ДАН. – 2014. – Т. 459. – № 5. – С. 635-638.

Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. – М.: Наука, 1972. – 309 с.

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ НА СЕВЕРЕ УРАЛА: ВОЗРАСТ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В.И. Астахов

Институт наук о Земле СПбГУ, Всероссийский геологический НИИ (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия,
val@nb15514.spb.edu

LAST GLACIATION IN NORTHERN URALS: AGE AND EXTENT

V.I. Astakhov, Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia, National Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia

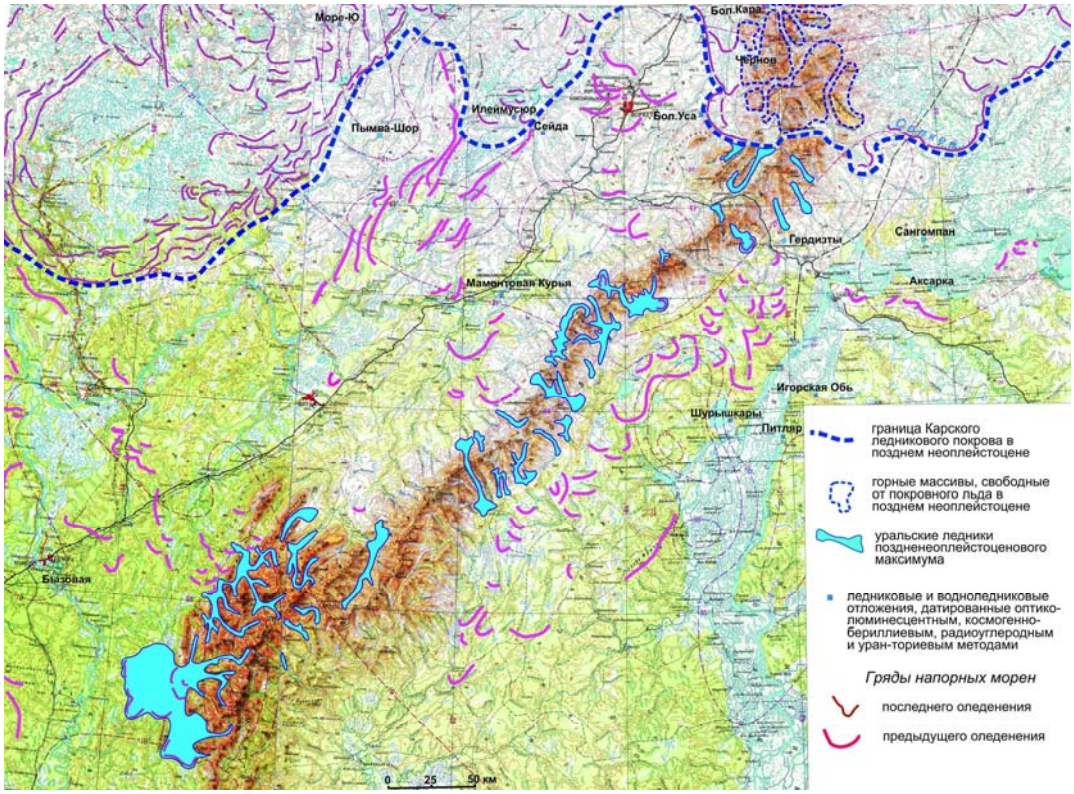
Ледниковая история Урала всегда представляла собой главное препятствие для широтной корреляции плейстоценовых событий Евразии. Подавляющее большинство авторов рассматривало Уральские горы как один из основных центров накопления покровного льда и его растекания на соседние равнины. Эта модель основывалась почти исключительно на находках обломков уральских пород в четвертичных отложениях равнин и никогда не была подтверждена надежным картированием дирекционных структур. Другие источники покровного льда на Новой Земле и арктическом шельфе предполагались только для среднечетвертичных оледенений на основании находок экзотических глыб на плоских вершинах с отметками до 1000-1100 м (Яковлев, 1956). Однако, свежие моренные ландшафты, закартированные в 1970-90-х годах с помощью дистанционного зондирования вокруг северной оконечности Урала, однозначно указали на основный источник льдов последнего оледенения не в горах, а гораздо севернее, на шельфе Карского моря (Астахов, 1981). Позднее это подтверждено находками моренных гряд, вдвинутых в долины Полярного Урала на отметках от 250 до 560 м и южными и восточными векторами разноса эрратических валунов в верхней морене Пай-Хоя и западного склона Урала (Astakhov et al., 1999; Шишкин, 2007). Очевидно, что транзитные ледниковые потоки вторгались в северную часть Полярного Урала почти до 67º с.ш., блокируя и частично ассимилируя местные ледники (рис.). Определить мощность последнего ледникового покрова можно по отметкам нижней границы криопланационных террас, развивавшихся только выше тримлайна (верхнего контакта льда с горным склоном). Тримлайн спускается от 400–560 м на СЗ фасе Урала до 200 м на широте Бол. Усы, указывая на снижение мощности Карского ледникового покрова и его выводных ледников от 300-400 м до 70-80 м на протяжении 100 км по меридиану.

Эти факты хорошо согласуются с данными геологического картирования об очень ограниченном распространении морен булавовидных ледников в суженной части Урала между 67 и 65,5º с.ш., не выходивших далее нескольких километров от фронта гор (Гессе и др., 1963; Государственная…, 2005). Судя по свежему холмисто-моренному рельефу, горно-долинные ледники сливались в предгорный покров аляскинского типа только в западной увалистой полосе между 64 и 65^{0}с.ш., вдоль подножья самой высокого и широкого горного массива Приполярного Урала. Его восточный, более сухой склон почти полностью лишен признаков местного оледенения (рис.).

Решающую роль в определении возраста последнего оледенения сыграли новейшие данные по хронометрии верхнего моренного комплекса. Особо интересно впервые примененное для Урала датирование крупных валунов по содержанию космогенного ^{10}Be вблизи современного ледничка Чернова (рис.). Оказалось, что только даты из грубовалунных морен на расстоянии не более 1 км от современного ледничка дают возрасты в интервале 28–14 тыс. л.н. (среднее 21 тыс. лет из 6 дат). Ниже по троговой долине выдающиеся крупные валуны имеют бериллиевый возраст 50-60 тыс. лет (среднее 58±3 тыс. лет). Это явное свидетельство незначительных размеров поздневалдайских ледников на западе горного Урала (Mangerud et al., 2008). На востоке горной полосы такие молодые морены не найдены вовсе.

Относительная древность последнего ледникового максимума подтверждена оптико-люминесцентным датированием предфронтальных зандров, уверенно указывающим на ранневалдайский возраст главной фазы последнего оледенения. Это 13 дат со средним возрастом 73 тыс. лет из зандра, окаймляющего моренную дугу вторгшегося в горы языка Карского ледника (Бол. Кара на рис.) (Nazarov et al., 2009). Сходные OSL даты 67–63

тыс. лет дали флювиогляциальные пески перед фронтом предгорного моренного шлейфа на Бол. Усе (рис.) (Svendsen et al., 2014). Они хорошо согласуются с упомянутыми бериллиевыми датами 50-60 тыс. лет, полученными из валунов выше по троговой долине Бол. Усы. Ранневалдайский возраст уральского ледникового максимума независимо подтвержден и ^{14}C возрастом около 40 тыс. лет (11 дат) из аллювия археологической стоянки Мамонтовая Курья (рис.), вложенного в ленточные глины последнего оледенения (Svendsen et al., 2014).



Выраженные в рельефе ледниковые явления на Полярном и Приполярном Урале

Надежно установленный ранневалдайский возраст последнего ледникового максимума проливает свет на происхождение крупных моренных ансамблей восточного склона Полярного Урала за пределами мелких морен последнего оледенения. Ранее им приписывался возраст зырянской и даже сартанской стадий позднечетвертичного ледниковья (Заррина и др., 1961). Эти моренные гряды, сильно сположенные солифлюкцией, распределены резко асимметрично: на западном склоне Полярного Урала аналогичных гряд, обращенных фронтом от гор нет (рис.). Это исключает горное происхождение и зауральских морен, особенно если учесть мощное развитие предгорных морен лишь к юго-западу от подножья Приполярного Урала, но их отсутствие на восточном, более сухом склоне. Крупных моренных ансамблей не наблюдается и севернее, даже на-западном склоне самой узкой и сниженной части хребта. С учетом обработанных льдом сквозных долин, впоследствии использованных перекидными ледниками, происхождение крупных восточно-уральских моренных гряд, не кажется загадкой: они по всей видимости оставлены трансуральскими потоками отступавшего на северо-запад последнего среднеплейстоценового ледника, сохранявшего значительную мощность в Европейской России.

Таким образом, максимум последнего оледенения Урала был достигнут в ранневалдайское время, причем главные ледниковые потоки были транзитными, т.е. имели область питания гораздо севернее оконечности Полярного Урала. Местные горно-долинные ледники, развивавшиеся южнее, были разрозненными и сливались в предгорный покров только к юго-западу от наиболее обеспеченного влагой массива Приполярного Урала.

Список литературы:

Астахов В.И. Новые данные о деятельности позднеплейстоценовых Карских ледников в Западной Сибири//Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука. – 1981. – С. 34–41.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера//Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30-31. – С. 190–206.

Гессе В.Н., Гранович И.Б., Савельев А.А. К вопросу о характере оледенений Полярного Урала в верхнечетвертичную и современную эпохи//Кайнозойский покров Большеземельской тундры. МГУ. – 1963. – С. 105–110.

Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:1000 000, лист Q-41, 2005.

Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. М.: Наука. – 1982. – 156 с.

Оледенение Урала. М.: Наука. – 1966. – 308 с.

Заррина Е.П., Краснов И.И., Тарноградский В.Д. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и прилегающих территорий, м-б 1:1500000//М.: Гостоптехиздат. – 1961. – 6 л.

Шишкин М.А. Предполагаемые направления движения неоплейстоценовых ледников на Пай-Хое и Полярном Урале на основе анализа состава моренных валунов // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30-31. – С. 207–212.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). М.: Госгеолтехиздат. – 1956. – 314 с.

Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A. et al. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia//Boreas. – 1999. – Vol. 28(1). – P. 23–45.

Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today//Quaternary Science Reviews. – 2008. – Vol. 27. – P. 1047–1057.

Nazarov D., Henriksen M. and Svendsen J. I. The age of the last glacier invasion into the Polar Urals//Abstracts of Third Conference on Arctic Palaeoclimate and its Extremes (APEX). University of Copenhagen.– 2009. – P. 55.

Svendsen J. I., Krüger L. C., Mangerud J. et al. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5-2//Quaternary Science Reviews. – 2014. Vol. 92. – P. 409–428.

МОРФОЛИТОГЕНЕЗ В СТЕПЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ГОЛОЦЕНЕ

О.И. Баженова[1], К.Е. Вершинин [2] , Д.В. Кобылкин[1], С.А. Макаров[1], Н.Н. Рогалева[3], А.В. Силаев[1], А.А. Черкашина[1]

[1]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
bazhenova@irigs.irk.ru, agrembrandt@inbox.ru, makarov@irigs.irk.ru, anton_s@bk.ru, anna_cher.87@mail.ru
Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, vershinin@lin.irk.ru
[3]Даурский государственный заповедник, с. Нижний Цасучей, Россия, z-ninarog@mail.ru

MORPHOLITOGENESIS IN THE STEPPES OF CENTRAL ASIA IN HOLOCENE

O.I. Bazhenova, D.V. Kobylkin, S.A. Makarov, A.V. Silaev, A.A. Cherkashina,
Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russian Federation
K.Ye. Vershinin, Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russian Federation
N.N. Rogalyova, Daursky State Nature Biosphere Reserve, Nizhny Tsasuchey, Russian Federation

В степях Юго-Восточного Забайкалья на базе Харанорского стационара Института географии СО РАН уже более полувека выполняются полевые экспериментальные исследования процессов современного экзогенного рельефообразования (Ивановский, Титова, 1986). В результате этих работ установлено, что внутриконтинентальный морфолитогенез региона отличается чрезвычайно сложной временной организацией (Баженова, 2007; Баженова, Кобылкин, 2014). Он выделен в особый центральноазиатский тип, характерный для холодных экстраконтинентальных Даурских степей, которые в первом приближении можно считать аналогом перигляциальных степей плейстоцена. Это сходство было отмечено Ю.Г. Симоновым (1962), подчеркнувшим специфику современного рельефообразования района. Перемещение вещества происходит здесь в условиях повышенной аридности (индекс аридности по Кеппену 0,70-1,0) и крайней континентальности климата (коэффициент континентальности Конрада 79-93), средние годовые температуры отрицательны, они варьируют от -0,2 до -4,2^0 С, амплитуды колебания годовых сумм атмосферных осадков составляют 157- 457 мм. Для района характерен противофазный ход тепла и влаги – относительно влажные и очень холодные периоды чередуются с сухими и относительно теплыми. В соответствии со структурой климатических колебаний меняется механизм, интенсивность и направленность экзогенных геоморфологических процессов, образующих циклы рельефообразования различного иерархического уровня.

Изучение внутривекового функционирования малых литосборных бассейнов Даурии показало, что в пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза), когда все элементы морфолитодинамической системы характеризуются автономным развитием. В это время происходит интеграция вещества, его подготовка к последующему выносу. В подготовке вещества большую роль играют криогенные и зоогенные процессы, значительно разрыхляющие верхние горизонты отложений, ослабляющие связи между отдельными частицами грунта и повышающие их подвижность, подверженность смыву и дефляции. Подготовленный к движению материал доставляется и накапливается на отдельных участках (делювиальных шлейфах, наледных полянах, береговых валах и др.), с которых в последующие экстремальные фазы происходит залповый вынос вещества. При этом наблюдается упорядоченное во времени чередование максимального воздействия процессов на верхние (дефляция) и нижние (эрозия временных водотоков) ярусы рельефа.

Преобразование (дефляционное выравнивание) верхних ярусов происходит во время экстремальной аридной фазы, а расчленение днищ падей и формирование конусов выноса в озерных котловинах свойственно перигляциальной фазе. В целом вещество и энергия передаются от одного элемента системы к другому в форме пульсаций. Эти постоянные пульсации и составляют суть иерархически организованного механизма рельефообразования. Механизм сочетает в себе черты аридного и перигляциального рельефообразования в условиях непосредственного соседства криогенной и аридной морфоклиматических зон. Вместе с тем он отличается устойчивостью, так как установлен не только современными многолетними наблюдениями, но обнаруживается в строении разрезов голоценовых отложений.

В качестве опорных участков для изучения голоценовой морфолитодинамики района особенно перспективны бессточные бассейны озер, включающие пади временных водотоков и долины малых рек, так как в них сохраняется интегральная информация, позволяющая получать летописи высокого разрешения. В Даурии на-

считывается более 350 больших и малых соленых озер. Современные тектонические движения, формируя множество базисов эрозии и денудации, создают определенную свободу для развития обособленных участков отдельных озерных бассейнов.

Первые результаты расшифровки голоценовой летописи в пади Крементуй, открывающейся в озеро Зун-Торей, выявили тенденцию прогрессирующего иссушения территории за последние 8 тыс. лет. В замкнутых седловинах – ловушках пади, куда поступает только эоловый материал, в отложениях обнаружено 3 погребенных почвы, календарный возраст которых на глубине 95, 185 и 250 см соответственно равен 4650±130 лет, 6440 ± 160 и 8050±150 лет. При этом две нижние почвы имеют гуматный состав гумуса с соотношением $С_{гк}$ / $С_{фк}$ более 2 (2,20-2,74). Формирование этих черноземовидных почв происходило в прохладных влажных условиях атлантического периода голоцена. Верхняя почва имеет фульватный состав гумуса, в ней меньшее содержание углерода, по своим морфологическим признакам она близка к каштановым почвам сухих степей. В исследованных пробах погребенных почв присутствует незначительное количество спорово-пыльцевого материала. Однако общее распределение основных элементов спектра (древесные (AP)/ недревесные (NAP)/ споровые) свидетельствует о лесостепном характере растительного покрова, продуцировавшего подобный спектр. Участие древесных в сложении спектра понижается в течение времени формирования отложений. Также нами был применен расчет индекса SFI согласно (Traverse, 2011). Этот показатель (индекс SFI или степь–лес индекс (steppe–forest index)) был использован для демонстрации взаимоотношения между бореальным и степным элементами в составе растительного покрова как индикаторами изменения уровня атмосферных осадков. Расчет индекса SFI производили по формуле: (Artemisia + Chenopodiaceae (AC))/(AC + arborean pollen (AP)) · 100. Результаты расчета индекса для изученных почвенных горизонтов также показывают увеличение доминирования степных ландшафтов в направлении к поверхности, т.е. повышение аридизации. Это также подтверждает понижение содержания в изученных горизонтах содержания органического углерода. На фоне крайне малого количества спорово-пыльцевого материала следует отметить значительное (до 70,588 % в горизонте 185 см) присутствие т.н. NPP (non-pollen palynomorphs). Среди них – преимущественно односептатные веретенообразные, а также суженные в области перегородки аскоспоры плесневых грибов (в частности, *Cladosporium sp.* и *Alternaria sp*.). Нахождение последних является вероятным свидетельством относительной гумидности условий почвообразования 6,5 тыс.лет назад. Таким образом, в направлении к поверхности отмечается повышение аридизации окружающих ландшафтов, что характерно для среднего-позднего голоцена Забайкалья и других районов Центральной Азии (An et al., 2008; Blyakharchuk, 2009; Wang et al., 2009; Решетова и др., 2013; Базарова и др., 2008; Вершинин, Рогозин, 2014 и др.).

На фоне аридизации Даурского региона в структуре циклов рельефообразования позднего голоцена выделяются динамические фазы, свойственные современным внутривековым циклам, выявленным в ходе стационарных исследований. Так, на пойменной террасе оз. Хара-Нур, расположенной на восточном побережье, в разрезе глубиной 170 см наблюдается закономерное чередование погребенных почв, эоловых серовато-желтых супесей и легких суглинков с озерными средними и тяжелыми суглинками серовато-сизого цвета с железистыми конкрециями и плитчатой текстурой, которые охватывают не менее 6 циклов рельефообразования. Изучение разрезов позволило зафиксировать быстрые катастрофические проявления экзогенных процессов в малых бассейнах. В пади Крементуй установлен быстрый «залповый» снос материала со склонов и заполнение днища в атлантический период голоцена (Баженова и др., 2014). В котловине оз. Ножий четко выделяется примерно 250 летний отрезок накопления эолового песка в малый ледниковый период (Базарова и др., 2014).

По данным В.Б. Базаровой и др. (2008) в пойменных отложениях малых рек (Ага и Иля) выделяется три сложно организованные толщи. Они представлены погребенными почвами, аллювиальными мелкозернистыми песками с галькой и эоловыми суглинистыми отложениями, которые последовательно сменяют друг друга в вертикальном разрезе. Толщи соответствуют трем циклам рельефообразования конца среднего и позднего голоцена, включающим эоловую и флювиальную динамические фазы и зональную фазу ослабления денудации и повышения скорости почвообразования.

Список литературы:

Ивановский Л.Н., Титова З.А. Основные результаты изучения современных экзогенных процессов на стационарах Института географии Сибири и ДВ СО РАН СССР // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. – М.: Наука, 1986. – С. 136–149.

Баженова О.И. Внутривековая организация систем экзогенного рельефообразования в степях Центральной Азии // География и природ. ресурсы. – 2007. – № 3. – С. 116-125.

Баженова О.И., Кобылкин Д.В. Динамические фазы внутривековых циклов циклов рельефообразования бессточных озерных бассейнов Даурии // География и природные ресурсы. – 2014. – № 3. – С. 113-123.

Симонов Ю. Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях Юго-Восточного Забайкалья на примере Агинского района // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. – С. 156–165.

Traverse A. Paleopalynology. Sydney: Allen and Unwin, 2011. 600 p.

An CB, Chen FH, Barton L (2008) Holocene environmental changes in Mongolia: A review. Glob Planet Chang 63:283–289

Blyakharchuk T.A. (2009). Western Siberia, a review of Holocene climatic changes // Journal of Siberian Federal University. Biology 1. 2. P. 4-12.

Wang W, Ma Y, Feng ZD, Meng HW, Sang YL, Zhai XW (2009) Vegetation and climate changes during the last 8660 cal a BP in central Mongolia based on a high-resolution pollen record from Lake Ugii Nuur. // Chin Sci Bull 54:1579–1589

Решетова С.А., Безрукова Е.В., Паниззо В., Хендерсон Э., Птицын А.Б., Дарьин А.В., Калугин И.А. Растительность Центрального Забайкалья в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы. 2013, № 2. – С. 110-113.

Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А., Базаров К.Ю. Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем–позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 12. – С. 1294–1303.

Вершинин К.Е., Рогозин Д.Ю. 1300-летняя динамика растительного покрова котловины озера Шира (Сибирь, Хакасия), реконструированная по донным отложениям // ДАН; 2014; 457(6):732-735.

Баженова О.И., Кобылкин Д.В., Макаров С.А., Рогалева Н.Н., Силаев А.В., Черкашина А.А. Голоценовая морфолитодинамика падей Зун-Торейского вулканического плато (Юго-Восточное Забайкалье) // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ. – Сборник статей XXXIV Пленума Геоморфологической Комиссии РАН. – Волгоград. – Волгоградское кн. изд-во. – 2014. – С. 105- 111.

Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Орлова Л.А. Динамика природной среды бассейна Амура в малый ледниковый период // География и природные ресурсы. – 2014. – № 3. – С. 124-132.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО МУССОНА В БАССЕЙНЕ АМУРА

В.Б. Базарова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, bazarova@tig.dvo.ru

HOLOCENE DUNAMICS OF THE EAST ASIAN MONSOON IN THE AMUR RIVER BASIN

V.B. Bazarova, Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Восточно-азиатский муссон является доминирующей субсистемой азиатской муссонной системы и оказывает влияние на климат и природную среду не только юга Дальнего Востока, но и Центральной Азии. Субширотная протяженность бассейна определяет следующие специфические черты, оказывающие влияние на региональные особенности компонентов природной среды: (а) изменение степени континентальности от внутренних областей бассейна к периферийным и (б) взаимодействие климатообразующих циркуляций атмосферы – западного атлантического переноса и восточно-азиатского муссона. Взаимодействие перечисленных факторов обусловливает разнообразие природных обстановок в различных частях бассейна. Среднегодовая температура во внутриконтинентальной части бассейна находится в пределах -0.5…-2.7^{o}C, а в приокеанической части она колеблется от -2.2 до 1.6^{o}C. За прошедшее столетие среднегодовая температура воздуха в бассейне Амура увеличилась на 1.3^{o}C. Минимальное потепление отмечалось в восточной части бассейна (0.6^{o}C), по мере продвижения вглубь континента потепление усиливалось (1.7^{o}C). Количество среднегодовых осадков в наиболее аридной внутриконтинентальной части бассейна составляет 250-300 миллиметров, а в приокеанической – 570-750 миллиметров (Новороцкий, 2005).

На юге Азиатского континента наблюдается зональное распределение муссонных областей, нарушающееся непрерывной меридиональной полосой азонально распределенных областей муссонов и муссонных тенденций на востоке Азии (Хромов, 1956; Петров и др., 2000). Область муссонов распространяется на территорию региона широкой полосой, западная и северная периферии которой захватывают территорию примерно до бассейнов рек Зея и Селемджа. Далее на север и к западу располагаются территории с континентальным климатом. Однако черты муссонности в слабой степени прослеживаются и в самой аридной части бассейна – к западу от Большого Хингана (Хромов, 1956). Т.е., подавляющая часть территории российской части бассейна Амура в той или иной степени подвержена влиянию муссонной циркуляции.

Много исследований посвящено выявлению динамики восточно-азиатского муссона с реконструкцией условной границы глубины его проникновения на территорию китайской части бассейна Амура бассейна в голоцене (Gong and Hameed, 1991; Wang, 1991; An, 2000; Xiao et al., 2006; Hong et al., 2006; и др.). Для российской части бассейна Амура такие данные отсутствуют; есть публикации о современных муссонах над южной частью российского Дальнего Востока (Новороцкий, 1999; Петров и др., 2000; и др.).

Полученный автором палеогеографический материал позволил провести реконструкцию динамики восточно-азиатского муссона и границы его воздействия на территории российской части бассейна Амура. Кроме этого, предположены возможные причины изменчивости муссонной циркуляции в голоцене на этой территории. Четыре пограничных горизонта, выявленные в разрезах торфяников приморской области бассейна Амура, образовались в периоды похолоданий, сопровождавшихся значительным уменьшением атмосферного увлажнения. Они образовались 10300-11000, 8000-8200, 4000-4500 и 2500 лет назад. Морфологические аналоги выявленных пограничных горизонтов встречены в разрезах торфяников Сахалина (Микишин, Гвоздева, 1996). Причиной уменьшения влажности климата в приокеанической части бассейна Амура было ослабление интенсивности летнего восточно-азиатского муссона (Bazarova et al., 2011).

В бассейне Амура как в приморской, так и во внутриматериковой областях, следы проявления похолодания в конце позднего голоцена зафиксированы в осадках различного генезиса. Данные абсолютного датирования позволяют сопоставить это событие с МЛП (Bazarova et al., 2015). В приморской части максимальное похолодание отмечалось в XIV-XV вв., а во внутриматериковой – в XV-XVIII вв. Особенностью МЛП в различных частях бассейна является разнонаправленность изменения влажности. В приморской части похолодание сопро-

вождалось увеличением влажности, а во внутриматериковой – ее уменьшением. Этот вывод подтверждается данными других авторов, изучавших проблемы МЛП на сопредельных с бассейном Амура территориях (Кренке, Чернавская, 1991; Чичагов, 1998; Клименко и др., 2000; Разжигаева и др., 2008; Chen et al., 2010; Razzhigaeva et al., 2013). В позднем голоцене муссонная интенсивность в разных частях бассейна имела разнонаправленный характер. Так, изменение климата в МЛП имело катастрофическое проявление в степной зоне внутриматериковой области бассейна Амура. Уменьшение влажности привело к усилению эолового процесса (дефляции), которое оказало серьезное воздействие на ход всех природных процессов. В приморской части бассейна во время МЛП влажность повышалась. Происходили перестройки в составе лесных формаций, сдвиг границы зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов на юг по долине Амура, а на склонах хребтов перемещение на более низкие гипсометрические уровни. Существенные изменения претерпевали болотные системы, в которых поднимался уровень воды, и, как следствие, происходила смена биоценозов (Базарова и др., 2014).

Проявление разнонаправленности муссонной циркуляции в противоположных частях бассейна Амура в голоцене связано с взаимным расположением азиатского антициклона и алеутской депрессии. Возможно, в голоцене было несколько периодов, когда в теплые сезоны года устанавливался максимум давления над Тихим океаном, а минимум смещался в более южные широты над центральными районами материка. При этом полярный фронт не перемещался на север, оставаясь в относительно устойчивом состоянии и препятствуя юго-восточным потокам влажного морского воздуха проникать по западной периферии тихоокеанского максимума на территорию внутриматериковой части бассейна Амура. При такой ситуации здесь устанавливался продолжительный устойчивый сухой климат. В это же время в приморской области бассейна устойчивое ослабление антициклонической циркуляции над Охотским морем способствовало преобладанию циклонических процессов в прибрежной зоне на фоне понижения температуры. Муссонная циркуляция захватывала устьевую зону Амура ($\sim 52^{O}$ с.ш.).

Устойчивое состояние охотского антициклона, который блокировал циклонический процесс на территории Нижнего Приамурья, было причиной осушения болотных систем и образования пограничных горизонтов в торфяниках 10300-11000, 8000-8200, 4000-4500 и 2500 лет назад. В эти периоды зона влияния муссона перемещалась на юг, предположительно, на тысячу и более километров, примерно до 49^{o} с.ш.

Список литературы:

Базарова В.Б., Гребенникова т.А., Орлова Л.А. Малый ледниковый период в бассейне Амура // География и природные ресурсы. – 2014. – № 3. – С. 126-134.

Клименко В.В., Климанов В.А., Кожаринов А.В. Динамика растительности и климата Амуро-Зейского междуречья в голоцене и прогноз их естественных изменений // Изв. РАН. Сер. геогр. — 2000. — № 2. — С. 42-50.

Кренке А.Н., Чернавская М.М. Исследования климата исторического прошлого Китая // Изв. РАН. Сер. геогр. — 1991. — № 5. — С. 108-116.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1996. – 130 с.

Новороцкий П.В. Распространение муссона над южной частью российского Дальнего Востока // Метеорология и гидрология. –1999. – № 11. – С. 40-46.

Новороцкий П.В. Изменение климата за последние 113 лет в бассейне Нижнего Амура // География и природные ресурсы. – 2005. – № 2. – С. 92-97.

Петров Е.С., Новороцкий П.В., Леншин В.Т. Климат Хабаровского края и Еврейской автономной области. – Владивосток-Хабаровск: Дальнаука, 2000. – 174 с.

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Гребенникова Т.А. Стратиграфия торфяника долины р. Горобец и развитие природной среды о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Тихоокеан. геология. — 2008. — Т. 27, № 4. — С. 82–98.

Хромов С.П. Муссоны в общей циркуляции атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1956. – 256 с.

Чичагов В. П. Ураган 1980 года в Восточной Монголии и особенности эолового рельефообразования в Центральной и Восточной Азии. — М.: Изд-во Ин-та географии РАН, 1998–. 204 с.

An Z. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate // Quaternary Science Reviews. – 2000. –Vol. 19. – P. 171-187.

Bazarova V.B., Lyaschevskaya M.S., Orlova L.A. Late Holocene paleoclimatic events and evolution of environments in southeastern Transbaikalia // Quaternary International. — 2015. — Vol. 355. — P. 44-51.

Bazarova V.B., Mokhova L.M., Klimin M.A., Kopoteva T.A. Vegetation development and correlation of Holocene events in the Amur River basin, NE Eurasia // Quaternary International. – 2011. – Vol. 237. – P. –83-92.

Chen H.-F., Song S.-R., Lee T.-Q. et al. A multiproxy lake record from Inner Mongolia displays a late Holocene teleconnection between Central Asian and north Atlantic climates // Quaternary International. — 2010. — Vol. 227. — P. 170-185.

Gong G., Hammeed S. The variation of moisture conditions in China during the last 2000 years / Int. J. Climatol. – 1991. – Vol. 11. – P. 271-283.

Hong B., Lin Q, Hong Ye. Interconnection between the Asian monsoon, ENSO, and high northern latitude climate during the Holocene // Chinese Science Bulletin. – 2006. – Vol. 51. – P. 2169-2177.

Razjigaeva N. G., Ganzey L. A., Grebennikova T. A. et al. Holocene climatic changes and vegetation development in the Kuril Islands // Quaternary International. — 2013. — Vol. 290–291. — P. 126-138.

Wang S. Reconstruction of paleo-temperature series in China from the 1380s to 1980s // Würzburger Geograph. Arbeiten. – 1991. Heft 80. – P. 1-19.

Xiao S., Li A.S., Liu J.P. Coherence between solar activity and the East Asian winter monsoon variability in the past 8000 years from Yangtze River-derived mud in the East China Sea // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. – 2006. – Vol. 237. – P. 293-304.

ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ ДРЕВНИХ ДЕЛЬТ АЗОВСКОГО И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЕЙ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ПОДЗЕМНЫХ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД НА ОСНОВЕ МЕТОДА ПЛАСТИКИ РЕЛЬЕФА

И.П. Баранов
Институт биологического приборостроения РАН, Пущино, Россия
CEK-MO@rambler.ru

PALEORECONSTRUCTION ANCIENT DELTAS OF THE AZOV AND NORTH-EASTERN PART OF THE BLACK SEA AS POTENTIAL RESERVOIRS OF UNDERGROUND ARTESIAN WATERS ON THE BASIS OF PLASTICS RELIEF

I.P. Baranov, Institute for biological instrumentation of RAS, Pushchino, Russia

В настоящий момент перед населением и промышленностью Республики Крым остро стоит проблема дефицита воды. Особенно это выражается в обеспечении: питьевой водой населения Керченского полуострова и района Большой Ялты; сельского хозяйства всего Крыма. Ранее эти проблемы решались за счет использования подземных резервуаров артезианских вод Северного и Центрального Крыма; рек и водохранилищ Горного Крыма; Северо-Крымского канала. Именно перекрытие вод Северо-Крымского канала (СКК) украинской стороной привело к обострению ситуации. Следует отметить, что уже с середины 90-х гг., воды СКК использовались малоэффективно. Ввиду отсутствия ремонтных работ ложа основного канала и его отводов, росли проблемы с вторичным засолением земель из-за возросшей фильтрации вод с канала. Параллельно шел рост цен на использование вод СКК, что сказалось на развитии процветавшего ранее сельского хозяйства. Многие с/х предприятия вынуждены были отказаться от орошения, из-за чего были исключены из посевов влагозатратные овощные и фруктовые культуры. Все это привело к тому, что уже к 2000 г. 60-70% вод СКК сбрасывались в залив Азовского моря Сиваш, соленость вод которого значительно уменьшилась. Сложившаяся ситуация отрицательно сказалась на биосфере северо-востока Крыма и на уровне добычи соли всего Присивашья. Нынешняя сложившаяся ситуация так же неоднозначна. С одной стороны прекращение использования сильно разрушенного ложа канала остановило процессы вторичного засоления и возобновило процессы естественного формирования почв Крыма, в т.ч. уникальных крымских каштановых почв. С другой стороны, отсутствие воды в СКК привело к нехватке воды в отдельных регионах и крупных населенных пунктах (Керчь, Феодосия, Ялта и др.) и возможности восстановления сельского хозяйства полуострова.

В настоящее время предлагается множество вариантов улучшения ситуации: использование вод рек Горного Крыма, увеличение добычи подземных вод из резервуаров северо-востока Крыма; строительство предприятий фильтрации вод Черного моря и др. Некоторые варианты подвергаются жесткой критике: из-за технической трудности их выполнения; из-за угрозы критического опустошения имеющихся резервуаров подземных вод, что может привести к проникновению в них соленых вод Черного моря и др.

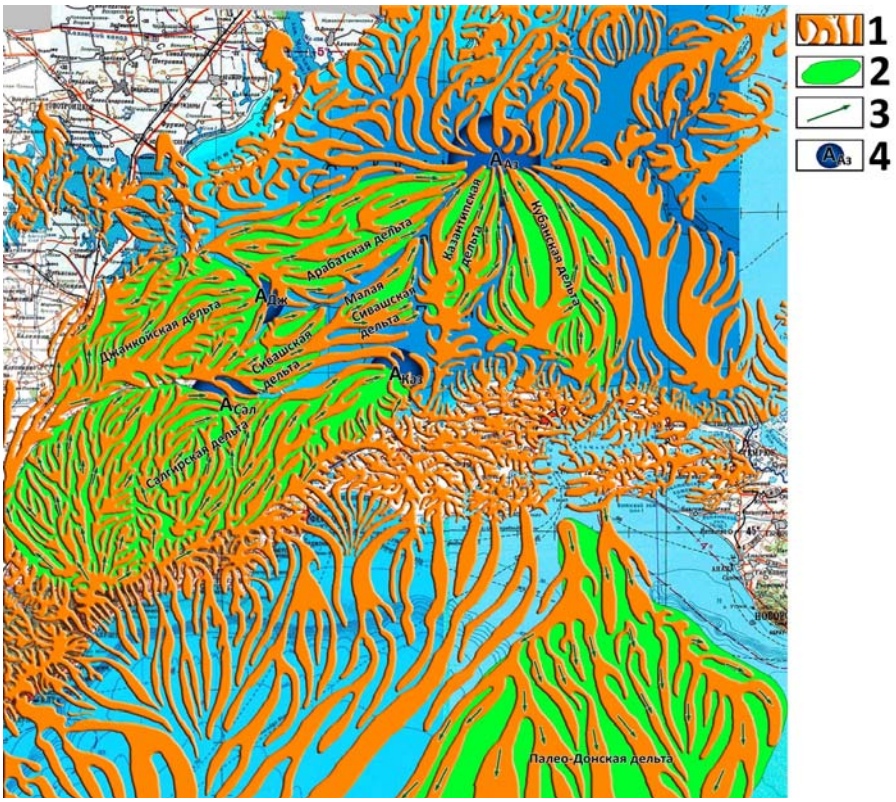
Однако, мало кем было уделено внимание потенциалу подземных резервуаров Азовского моря. Из геологической истории известно, что этот бассейн часто был сухопутным, т.е. мало чем отличался от нынешней суши Крыма и Кубанского края. Так, в конце карангатского периода море ушло с азовской территории, и на месте акватории возникла болотистая равнина. Среди болот текли полноводные реки, щедро питаемые талыми ледниковыми водами – палео-Дон, палео-Кальмиус, палео-Берда, палео-Корсак, палео-Молочная и другие. Реки выносили огромные массы твёрдого стока, чаще всего песков. На месте древних русел остались мощные песчаные тела, зафиксированные в илистых осадках и лёссовых толщах. Эти аллювиальные (речные) отложения обладают высоким потенциалом содержания подземных пресных вод. Метод пластики рельефа позволяет проследить древнюю речную сеть на дне Азовского моря. По горизонталям топографической карт Восточного Крыма и изобатам батиметрических карт Азовского и Черного морей была составлена карта, на которой литодинамические тела-потоки показаны коричневым цветом – рисунок.

Рисунок литодинамических потоков позволил увидеть, как одни и те же потоки Таманского полуострова продолжаются на Керченском полуострове, направляясь к Крымским горам. Этот факт доказывает генетическую принадлежность Таманского полуострова, Кавказского региона и Крымского полуострова к единой геологической структуре. По обе стороны от Керченского полуострова потоки расходятся в направлении Азовского и Черного морей, являясь естественным продолжением основных структур, сформированных в пределах суши. Устремляются потоки к впадинам морей, в пределах которых идет осадконакопление. Каждой из впадин-аттракторов (А) дано условное название: Аз – Азовская; Кз – Казантипская; Сал – Салгирская; Дж – Джанкойская.

Часть потоков образует протяженные дельтообразные структуры. Часть из них начинает формироваться в пределах суши, а часть – в районе Арабатской стрелки или в морях. Это наглядно показывает, как за последние сотни тысяч лет изменялась береговая линия полуострова. Из восьми выявленных палеодельт наибольший интерес представляет дельта палео-Дона, которая неожиданно проявляется на карте пластики рельефа, «вытекая» из Керченского пролива. Такая аномалия объясняется историей региона: в послекарангатский период не только осушилась Азовская акватория, но и понизился уровень Чёрного моря – примерно на 70 метров. Последнее утратило связь со Средиземным морем, перестало быть проточным. Пересохли Босфор и Дарданеллы, Керченский пролив превратился в обобщённую устьевую зону Палео-Дона и других азовских рек. Все более

древние отложения – чаудинские, древнеэвксинские, карангатские – подверглись очередному мощному размыву, сохранившись лишь в виде небольших останцев.

В начале голоцена море не выходило из пределов современного Азово-Черноморского бассейна. 11 -10 тыс. л.н., когда наступил так называемый новоэвксинский этап, дно будущего Азовского моря стало сушей, которую прорезали долины крупных рек. На смену новоэвксинскому этапу 8-7 тыс. л.н. пришел древнечерноморский. В это время происходит трансгрессия, т. е. наступление моря, и там, где были глубокие долины, образовались заливы, глубоко врезавшиеся в сушу. Затем, 5 тыс. л.н., начался новочерноморский этап развития Азовского моря; его принято делить еще на ряд стадий. В начале этапа уровень моря поднялся на 2,5-3 м выше современного, а 3-2 тыс. л.н., когда наступила так называемая фанагорийская стадия, уровень воды моря понизился на 3-5 м ниже современного. Поверхность дна в то время представляла собой низкую, орошаемую многочисленными реками равнину. Вдоль речных долин тянулись заболоченные, сырые леса; остальная площадь равнины была занята степной растительностью. По бывшему дну моря текли полноводные реки – палео-Дон со своими притоками – палео-Молочной и палео-Бейсбугом. Палео-Дон впадал тогда прямо в Черное море, его устье находилось в Керченском проливе. Возникла огромная выступающая в Чёрное море палеодельта, сложенная внушительными массами кварцевых аллювиальных песков.



Карта современных и древних дельт Восточного Крыма, Азовского и Черного морей. М 1:500 000. Условные обозначения: 1 – литодинамические потоки-повышения; 2 – древние и современные дельты; 3 – вектор направленности литодинамических потоков-повышений; 4 – аттракторы, аккумуляционные впадины и их названия

Второй по площади дельтой является одна из дельт Салгира – Салгирская. Сейчас в ее наносах текут реки Восточного Крыма – Биюк-Карасу, Бурульча и Мокрый Индол. Севернее расположена еще одна крупная дельта Салгира, условно названная Джанкойская. Образована она была в один из периодов веерной миграции Салгира, и обладает высоким потенциалом содержания подземных пресноводных резервуаров. Джанкойская дельта выходит за пределы Арабатской стрелки, что говорит о более раннем формировании дельты, чем коса, первые упоминания о которой, как группе протяженных островков, появились тысячу лет назад. Продолжением Джанкойской палеодельты является Арабатская дельта. Ее концевые части «впадают» в Азовский аттрактор. Возможно, так Салгир достигал центра всего Азовского бассейна в период регрессии моря. Между Салгирской и Джанкойской дельтами были выявлены еще две, расположенные друг за другом, дельты Салгира. Их малые размеры объясняются слабым питанием самой реки, что, скорее всего, относится к засушливому периоду в истории полуострова. Еще одной дельтой, заслуживающей внимания, является Кубанская. Она берет начало на Таманском полуострове и впадает в Азовский аттрактор, соприкасаясь на западе с Казантипской дельтой. По гидрогеологическому районированию Кубанская дельта входит в состав Азово-Кубанского артезианского бассейна, являясь обширной зоной разгрузки.

Каждая из вышеперечисленных дельт обладает высокой степенью перспектив обнаружения в их пределах резервуаров подземных вод. Так, в пределах Салгирской и Джанкойской дельт уже полвека идет активная эксплуатация артезианских резервуаров. Однако, сейчас наибольший интерес представляют дельтовые образования в пределах Азовского моря. Несмотря на то, что территория эта недостаточно изучена, потоковые структуры могли бы существенно уменьшить дефицит водоснабжения населения Керченского полуострова. При незначительной глубине водоема (в среднем 7,4 м, максимум – 14-15 м), техническое осуществление проекта добычи не составит труда. В то же время, близость к Керченскому полуострову Кубанской водонасыщенной дельты и общность значительной территории Азовского моря, дает возможность использовать и ее потенциал. Особняком стоит Палео-Донская дельта. Она расположена в другом море – Черном. Глубины здесь не идут в сравнение с глубинами Азовского моря – начинается дельта с глубин 10-30 м, а заканчивается на глубине около 2100 м. При этом известно, что глубже 100 м в Черном море начинается слой сероводорода. Но есть и положительные стороны объекта – опытным путем доказано наличие самой дельты. Ранее доказан и состав дельты – кварцевые пески. Площадь структуры превышает половину площади всех вышеперечисленных дельт Азовско-

го бассейна. Эти факты позволяют отнести Палео-Донскую дельту к категории высокоперспективных объектов будущего.

В пределах самой дельты карта пластики рельефа позволяет выявить более перспективные зоны, которые приурочены к местам разветвления литодинамического потока-повышения. Эти области называются точками бифуркации. Здесь сконцентрированы значительные массы горных пород, площадь и объем потенциального резервуара увеличиваются. Как видно из карты, самые крупные области разветвления потоков расположены в точке разветвления дельты. Вероятность того, что во время функционирования древней речной системы здесь происходила концентрация большого количества водных масс (как перед естественным механическим барьером), велика. Это могло привести к активному насыщению водопроницаемых пород водой, которые позже были законсервированы перекрывающими водонепроницаемыми породами.

Оптимальное техническое решение проблем добычи воды из палеодельтовых объектов Азовского моря и палео-Донской дельты может обеспечить водой в достаточном количестве население близлежащих населенных пунктов Керченского и Таманского полуострова (где проблема водного дефицита так же актуальна, как и в Крыму) на многие годы.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВОВ ЯМАЛ И ГЫДАН

А.В. Баранская[1,2], Д.Ю. Большиянов[2,3], Ю.И. Кучанов[3], И.С. Ёжиков[3], В.А. Оношко[3]
[1]МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; [3]ФГБУ ААНИИ, Санкт-Петербург, Россия
alisa.baranskaya@yandex.ru,

LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE DEPOSITS OF THE NORTHERN PART OF THE YAMAL AND GYDAN PENINSULA

A.V. Baranskaya, MSU Lomonosov, Moscow, Russia; St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;
D.Yu. Bolshiyanov, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; AARI, St. Petersburg, Russia
Yu.I. Kuchanov, I.S. Yogikov, V.A. Onoshko, AARI, St. Petersburg, Russia

Северная оконечность полуостровов Ямал и Гыдан – сердце центральной части Российского Севера. Изучение новейших отложений этой территории и их корреляция, в том числе и с соседними районами, позволяет выявить важнейшие закономерности развития Арктики в четвертичное время и особенности ключевых палеогеографических событий. Несмотря на исследования на протяжении десятилетий, многие вопросы плейстоцен-голоценовой истории Западной Сибири остаются проблематичными. При повышенном внимании к событиям начала и середины позднего плейстоцена (наличию и последовательности оледенений и морских трансгрессий), конец позднего плейстоцена и голоцен остается в тени, в то время как изучение именно этих отложений позволяет выявить важнейшие особенности палеогеографии региона: изменения уровня моря, особенности тектонических движений и изменения климата, – на самом недавнем геологическом этапе.

Для исследования наименее изученных труднодоступных участков побережья Ямала и Гыдана были проведены экспедиционные полевые работы в рамках экспедиций «Ямал-Арктика-2012-2013» на острове Белый, и полуострове Явай (рис. 1).

Разрез низкой (4-6 м) поверхности острова Белый обладает двучленным строением: на восточном берегу в нижней части 5-метрового клифа до высоты 1,5-2 м вскрываются сизые глины и алевриты, переслаиваемые оторфованными песками с флазерной, линзовидной и волнистой слоистостью (рис. 2). Характер слоистости и наличие тонких (1-4 см) прослоев торфа, чередование глинистых, алевритистых и песчаных прослоев, позволяют предположить, что это отложения мелкого моря, лагун и периодически затапливающейся литорали.

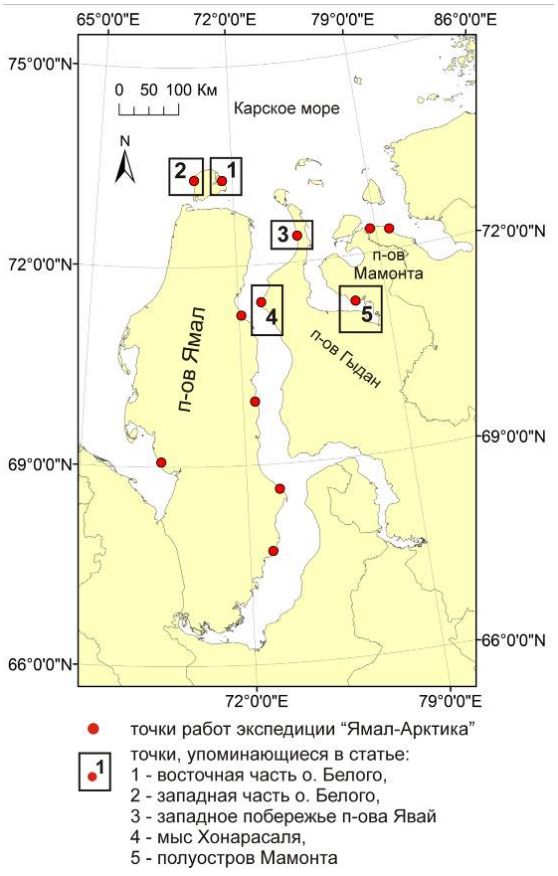


Рис. 1. Точки работ в северной части Ямала и Гыдана

Выше по разрезу залегает толща темно-желтых эоловых песков с линзочками палеопочв длиной до 5-10 см. Она отделена от нижней, лагунно-прибрежно-морской, прослоями торфа мощностью до 10-20 см и накапливалась в континентальных условиях, после того, как остров Белый вышел из-под уровня моря. Изотопный состав секущих ее ледяных жил ($\delta^{18}O$ от -16,7 до -19‰) соответствует голоценовым средних зимних температурам, что позволяет предположить голоценовый возраст эоловой толщи. В западной части острова, в отличие от восточной, в обрыве около 1,5 м вскрываются лишь верхние континентальные, отложения эолового происхождения, а граница между ними и нижней, прибрежно-морской, толщей расположены ниже уреза. Поскольку следы размыва на границе двух пачек отсутствуют, вероятно, подобная картина свидетельствует о том, что в голоцене восточная часть Белого поднималась быстрее, чем западная.

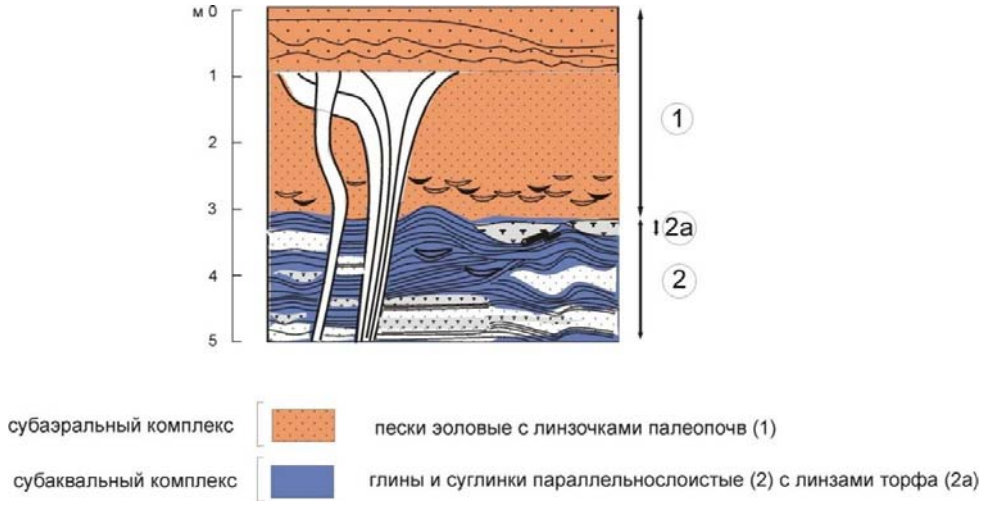


Рис. 2. Сводный разрез отложений в восточной части острова Белый

Похожая картина наблюдается на полуострове Явай на 10-километровом участке его западного побережья на траверзе озера Тиребято (точка 3, рис. 1): до высоты 2 м над уровнем моря выходит отложения водного генезиса, представленные фациально замещающими друг друга параллельнослоистыми сизо-серыми алевритами и хорошо отмытыми песками с флазерной слоистостью (рис. 3). Пески часто обогащены прослоями щепок и древесного детрита. По составу ионов и общей минерализации толща может быть отнесена к незасоленным или слабозасоленным. Тем не менее, обнаружены были и морские виды микробиоморф. Возраст верхней части толщи, по данным радиоуглеродного датирования, оценивается от 15 до 17 тыс. лет. На нее несогласно налегает толща параллельнослоистых желто-бурых супесей и мелкозернистых песков. Изредка слои нарушены псевдоморфозами по вытаявшим сингенетическим ледяным жилам и пологими сбросами. Данная толща рассматривается как континентальная; ее возможный генезис – эоловый, либо озерный, возраст – конец позднего плейстоцена – начало голоцена (моложе 15 тыс. лет). На границе между морскими и континентальными отложениями часто встречаются прослои торфа, часто мощностью до 0,5-1,3 м. Над параллельнослоистыми супесями залегают покровные отложения, представленные бурыми неявнослоистыми супесями и суглинкакми, также отделенные от нижележащих слоев линзами торфа.

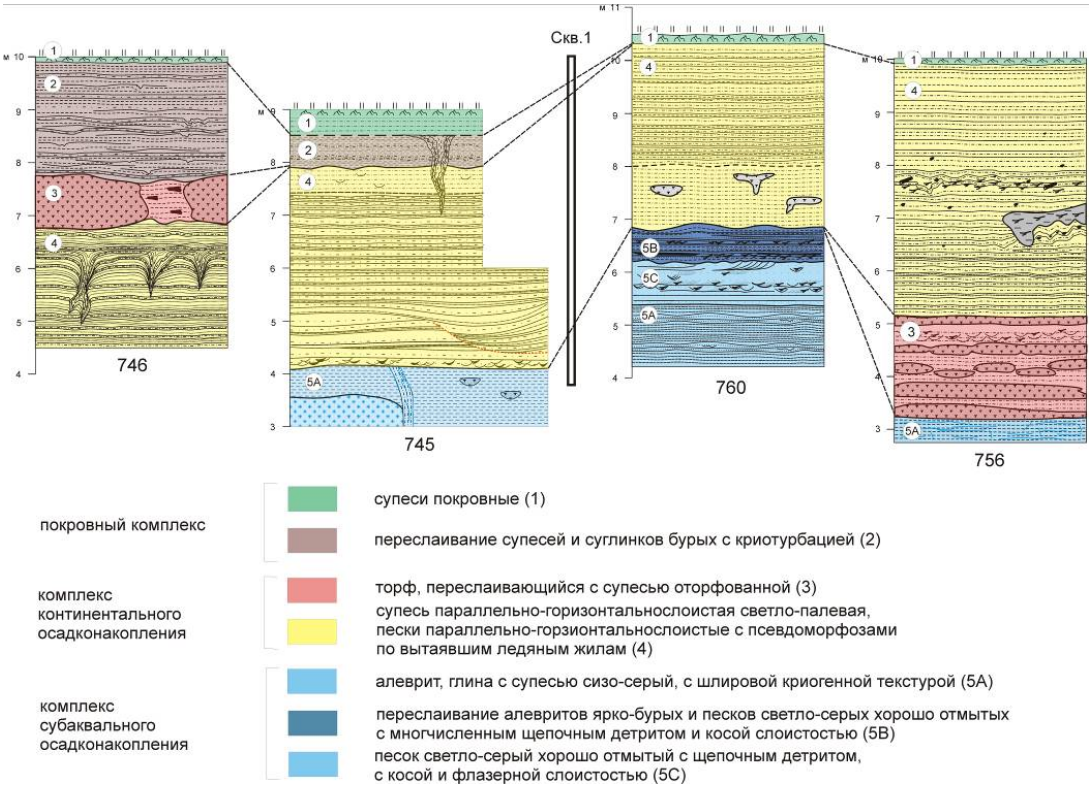


Рис. 3. Сводный разрез отложений террасы высотой 9-12 м, полуостров Явай

Таким образом, в северной части полуостровов Ямал и Гыдан наблюдаются следы прибрежных обстановок неглубокого водоема в конце позднего плейстоцена-начале голоцена. Им соответствуют нижние видимые толщи в пределах разрезов на острове Белом и на полуострове Явай. Слабая засоленность отложений на Явае не позволяет с уверенностью говорить о морском характере водоема; тем не менее, значительная протяженность выходов подобных прибрежных отложений заставляет предположить, что водоем был обширным, занимал всю территорию севера Ямала и Гыдана и, вероятно, имел связь с морем (судя по присутствию морских микроорганизмов). Возможность существования в позднем плейстоцене подобных значительно опресненных водоемов, связанных с морем, показывалась и для других регионов, к примеру, Лаптевоморского (Большиянов и др., 2008). В начале голоцена или позже водная обстановка сменилась континентальной, и, после периода интенсивного накопления торфов, сформировались эоловые толщи острова Белый и параллельнослоистые супеси и пески полуострова Явай, сменяемые покровными супесями и суглинками.

Южнее, на мысу Хонарасаля и полуострове Мамонта (точки 4, 5 рис. 1), в разрезах береговых обрывов высотой от 12 до 30 м подобной последовательности обнаружено не было: на морские отложения, которые могут коррелировать как с выделенной Астаховым и Назаровым нямсинской и паютинской свитой (МИС 5e), так и со зверевской свитой (МИС 5a) (Астахов, Назаров, 2010) и перекрывающие их ледниковые отложения, предположительно соответствующие МИС 4, с размывом ложатся пески, супеси и алевриты континентального (эолового и покровного) происхождения, сформировавшиеся в конце позднего плейстоцена-голоцена. Таким образом, описанный выше обширный солоноватоводный водоем существовал в самом конце позднего плейстоцена лишь на самом севере Ямала и Гыдана, и его уровень не поднимался выше 5-7 м над современным.

Полевые работы были проведены в экспедициях «Ямал-Арктика-2012, 2013» при поддержке РИФ «Ямал» и Правительства ЯНАО; работы проведены в рамках гранта МД -3615-2014-4 для молодых докторов наук.

Список литературы:

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Гусев Е.А., Шнайдер В. Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых. Проблемы Арктики и Антарктики, 2008, № 1(78), с. 151-160.

Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 36–47.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ КАК СЛЕДСТВИЕ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА (ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ СОПЛИВАЯ ГОРА/ЯНА-195КМ)

А.Э. Басилян [1], М.А. Анисимов [2,3], М. В. Дорожкина [3], Е.Ю. Павлова [3], В.В. Питулько [4]

[1]Геологический институт РАН, Москва, Россия, alexandr.basilyan@gmail.com

[2] Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, ama_geo@mail.ru

[3] ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия

[4] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, pitulkov@rambler.ru

QUATERNARY SEDIMENTATION CYCLES AS A RESULT OFCLIMATE FLUCTUATIONS IN THE YANA-INDIGHIRKA LOWLAND (REFERENCE SECTION SOPLIVAYA GORA/YANA-195 KM)

A.E. Basilyan , Geologichesky Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
M.A. Anisimov , Saint Peterburg State University, St.Petersburg, Russia,
Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg, Russia; M.V. Dorozhkina, E.Y. Pavlova , Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg, Russia; V.V. Pitulko, Institute for the History of Material Culture of Russian Academy of Science (IHMC RAS)

Опорный разрез четвертичных отложений Сопливая Гора расположен на 195 км от устья р. Яна по лоциям. Здесь на протяжении 3 км левого подбойного берега реки вскрываются отложения ледового комплекса, слагающие слабонаклонную поверхность с относительной высотой бровки 36-40 м (Басилян и др., 2009). Поверхность поднимается к водоразделу до 80 м на расстоянии 10 – 20 км. В осадки, слагающие высокую (40 м) поверхность, врезан аллювий второй речной террасы (отн. высота 16-18 м), вмещающий культурный слой Янской палеолитической стоянки с возрастом 28,5-27,0 тыс.л.н. (Питулько, Павлова, 2010; Pitulko et al., 2004, 2013).

Ледовый комплекс, формирующий 40 метровую поверхность разреза Сопливая Гора, представляет собой толщу разнофациальных осадков с развитыми в них сингенетическими повторно-жильными льдами (ПЖЛ), достигающими в ширину 5 м. ПЖЛ преимущественно пронизывают всю толщу от основания до современного сезонно-талого слоя (СТС), некоторые из них на разных уровнях прекратили свой рост и были захоронены. В целом, в толще наблюдается закономерное изменение литологического состава отложений вверх по разрезу. Грубые конгломераты-галечники и косослоистые пески руслового аллювия сменяют пойменные песчаные алевриты с криотурбациями, которые перекрывает пачка покровных тонких алевритов с оторфованными горизонтами. Выделяются две пачки субаквальных (А, В) и пачка субаэральных (С) отложений (рис.). На основании детальных наблюдений литологического состава в этих пачках были выделены седиментационные циклы, к

границам которых приурочены горизонты, обогащенные органикой, и изменения криогенных текстур: уровни прекращения роста отдельных ПЖЛ первой и второй генераций, срезание поясковидных шлиров в результате понижения нижней границы древнего СТС или размыва, происходящего в ходе формирования перекрывающих отложений. По всему разрезу выделено и прослежено 10 седиментационных циклов.

Слой А1 представляет собой полный аллювиальный цикл от базальных конгломератов до пойменных песчаных алевритов, увенчанных торфяником, размытым в точке наблюдений. По заключению П.А.Никольского, найденные в слое остатки *Cervalces sp.* позволяют сопоставить слой А1 с границей эоплейстоцена-неоплейстоцена.

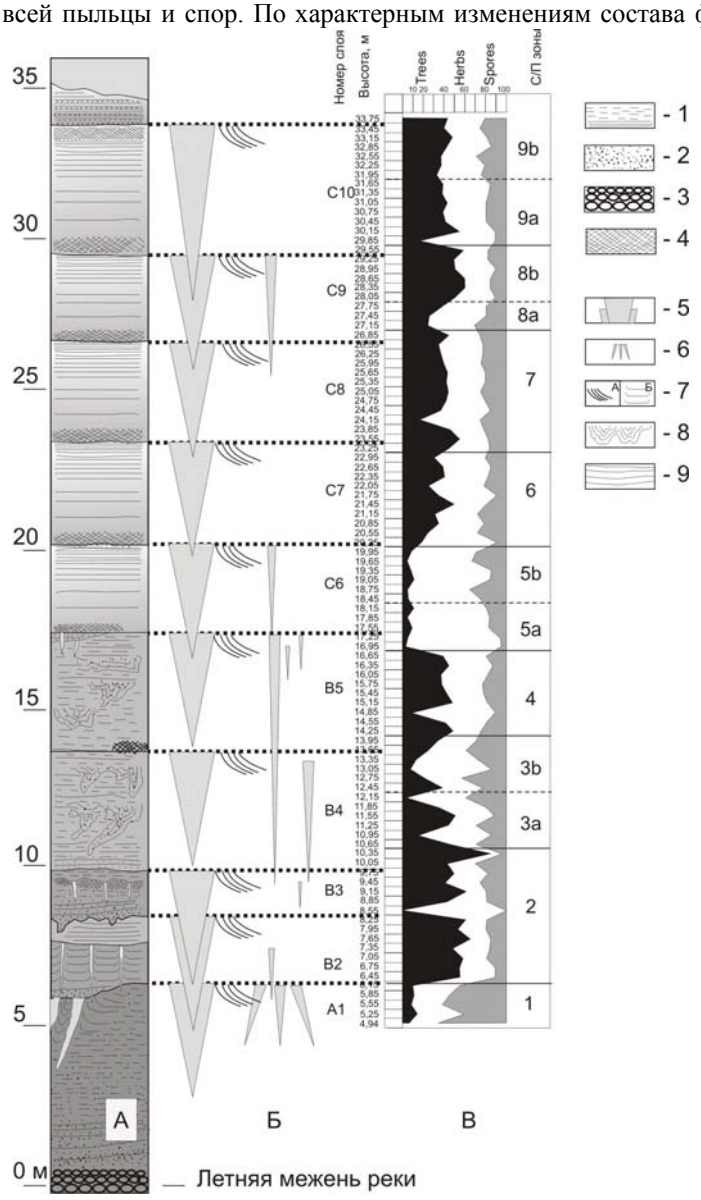
Слои В2 и В3 – аллювиальные циклы, залегающие с размывом подстилающих отложений, срезанием криотекстур и некоторых ПЖЛ. В слое В2 собрана представительная коллекция мелких млекопитающих, изученная В.С.Зажигиным. По его мнению, присутствие в комплексе копытного лемминга *Dicrostonyx simplicior* Feifar позволяет сопоставить этот слой с верхней частью нижнего неоплейстоцена.

Слои В4 и В5 – аллювиальные циклы в пойменных фациях, на границе которых залегает торфяник. Полученная в лаборатории Санкт-Петербургского университета по этому торфу уран-ториевая датировка 71,4 (70,0 – 72,3) тыс. лет позволяет сопоставить эти слои со средней частью верхнего неоплейстоцена.

Пачка С представлена тонкими пылеватыми алевритами с прослоями, обогащенными органикой. Приуроченные к границам выделенных слоев С6 – С10 оторфованные прослои, представляющие собой захороненную кочкарную тундру, и связанные с ними перестройки криотекстур позволили выделить их в пять самостоятельных седиментационных циклов схожего строения.

Как отмечалось выше, в толщу отложений, слагающих поверхность отн. высотой 40 м, вложен аллювий второй террасы реки Яны, уверенно датированный большой серией радиоуглеродных датировок (Питулько, Павлова, 2010; Basilyan et al., 2011). На основании этих данных врезание и начало формирования этого аллювия произошло около 40 т.л.н. Таким образом, время формирования всей толщи охватывает интервал от позднего эоплейстоцена до середины позднего неоплейстоцена.

На основании результатов спорово-пыльцевого анализа отложений разреза Сопливая Гора построена процентная палинологическая диаграмма. При построении кривых общего состава за 100% принималась сумма всей пыльцы и спор. По характерным изменениям состава флоры и процентных соотношений пыльцы и спор различных растений было выделено 9 палинологических зон с подразделением их на подзоны (рис.), отражающих природно-климатические изменения на протяжении времени формирования осадков.



Характер спектров верхней части слоя А1 (спорово-пыльцевая зона (СПЗ) 1) показывает существование суровых (холодных и засушливых) условий во время его формирования на границе эоплейстоцена-неоплейстоцена. Резкая смена состава флоры, обусловленная стратиграфическим несогласием на границе слоев А1 и В2, выражена в росте и доминировании пыльцы группы древесных и кустарников. Палиноспектры из слоя В2 (СПЗ 2) свидетельствует об относительно более мягком климате во время отложения слоя. На основании этих данных и результатов изучения грызунов можно предположить, что относительное потепление климата во время формирования аллювиального цикла В2 может быть сопоставлено с МИС 11.3.

Криолитологические циклы осадконакопления плейстоценовых отложений опорного разреза Сопливая Гора. А – литологическая колонка; Б – зафиксированные криолитологические границы; В – спорово-пыльцевая сводная диаграмма по группам растений. 1 – алевриты и лессовидные суглинки, 2 – песок, 3 – галечные конгломераты, 4 – торф, 5 – повторно-жильные льды (ПЖЛ), 6 – апофизы ПЖЛ, 7 –несогласно залегающие (А) и ненарушенные (Б) поясковые текстуры, 8 – криотурбации, 9 – шлировая текстура.

Весьма заметное изменение в составе спорово-пыльцевых спектров отмечается на границе СПЗ 4 и СПЗ 5 в кровле слоя В5. В отличие от

палиноспектров из подстилающих отложений в СПЗ 5 резко доминирует пыльца группы трав (до 92%). Это обстоятельство и уран-ториевая датировка 71,4 (70,0 – 72,3) т.л. торфяника в основании слоя В5 позволяют сопоставить СПЗ 4 с МИС 5а, а СПЗ 5 соотнести с МИС 4, что предполагает относительное похолодание климата на исследуемой территории. Видимо, с этим событием связано начало субаэрального осадконакопления. Подстилающие пойменные отложения слоя В4 сформировались во время МИС 5. Верхние слои С7 – С10 могут быть сопоставлены с МИС3.

Следует отметить, что между нижними аллювиальными циклами намечаются значительные перерывы в осадконакоплении, обусловленные интенсивными размывами. Наоборот, пойменные и субаэральные отложения представлены наиболее полно и содержат информацию об изменениях климата на изучаемой территории. Возможно, оторфованные горизонты и связанные с ними перестройки криотекстур являются отражением кратковременных потеплений.

Авторы выражают признательность неправительственному фонду Rock Foundation (Нью-Йорк, США), на протяжении ряда лет поддерживающему исследования по проекту «Жохов-2000». Выполнение этих исследований как в полевой, так и в аналитической части оказалось возможным исключительно благодаря этой поддержке.

Список литературы

Басилян А.Э., Анисимов М.А., Павлова П.А., Питулько В.В., Никольский Е.Ю. Опорный разрез квартера Яно-Индигирской низменности в нижнем течении реки Яна. // Материалы VI Всероссийской конференции по изучению четвертичного периода Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дельнейших исследований», 19-23 октября, Новосибирск, 2009, С. 63-65

Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. – СПб: Наука, 2010. – 264 с.

Basilyan, A.E., Anisimov, M.A., Nikolskiy, P.A., Pitulko, V.V. Woolly mammoth mass accumulation next to the Palaeolithic Yana RHS site, Arctic Siberia: its geology, age, and relation to past human activity. – J. Archaeol. Sci. – 2011. – Vol. 38. – P. 2461–2474.

Pitulko, V.V., Nikolsky, P.A., Girya, E.Y., Basilyan, A.E., Tumskoy, V.E., Koulakov, S.A., Astakhov, S.N., Pavlova, E.Y., Anisimov, M.A. The Yana RHS site: humans in the Arctic before the Last Glaciation // Science. – 2004. – Vol. 303. – P. 52–56.

Pitulko V., Nikolskiy P., Basilyan A., Pavlova E. Human habitation in the Arctic Western Beringia prior the LGM // Paleoamerican Odyssey. College Station: Center for the Study of the First Americans, Department of Antropology, Texas A&M University. – 2013. – P. 13 – 44.

ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЯ ПО МАТЕРИАЛАМ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ

Ю.П. Безродных[1], В.М. Сорокин[2], Т.А. Янина[3]

[1]*Моринжгеология, Рига, Латвия,* officeRiga@morinzhgeologia.lv

[2,3] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,* paleo@inbox.ru

LATE PLEISTOCENE OF THE CASPIA SEA ON MATERIALS OF ENGINEERING-GEOLOGICAL DRILLING

Yu.P. Bezrodnykh, Morinzhgeologiya, Riga, Latvia;
V.M. Sorokin, T.A. Yanina, M.V. Lomonosov Moscow State University, *Moscow, Russia*

В последние годы в связи с нефтепоисковыми работами на акватории Северного Каспия получены новые качественные сейсмоакустические данные и пробурено большое количество инженерно-геологических скважин, материалы которых позволяют вернуться к двум дискуссионным вопросам позднеплейстоценовой истории Каспия: гирканскому трансгрессивному и ательскому регрессивному этапам.

В разрезе верхнечетвертичных отложений Северного Каспия наблюдается последовательная смена верхнехазарского, ательского, хвалынского, мангышлакского и новокаспийского стратиграфических горизонтов, представленных комплексом морских и континентальных отложений, границы между которыми имеют четкое отражение на региональных сейсмоакустических профилях. В строении керна между двумя четко выраженными горизонтами регрессивных осадков – черноярским и ательским – залегает сложно построенная толща каспийских отложений мощностью до 28 м. Она достаточно отчетливо выделяется на сейсмоакустических записях в виде пакета конформных отражающих поверхностей между отражающими горизонтами. Нижний регрессивный горизонт представлен песчано-глинистыми осадками с включением растительных остатков и признаками преобразования в субаэральной среде. Над ним с размывом залегает пачка песка мощностью до 2 м, обогащенная раковинным материалом. В его составе присутствуют *Didacna surachanica*, *D. nalivkini* –характерные представители позднехазарской фауны Каспия. Выше по разрезу эта пачка сменяется песчанистой глиной мощностью до 4 м, переходящей в мощную 10-метровую толщу мелкозернистого песка с прослоями глины. Осадки содержат редкие раковины кардиид указанного выше состава, а также дрейссен. У кровли этой толщи повсеместно обособляется слой песчано-раковинного состава мощностью около 1 м, включающий прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта. В составе малакофауны отмечены *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, *D. cristata*, многочисленные монодакны, дрейссены и гастроподы, часто присутствуют многочис-

ленные *Corbicula fluminalis*. В палинологическом спектре этого слоя (определения были выполнены Н.О. Рыбаковой) пыльца древесных пород составляет (%) 1,8; пыльца травянистых растений 85,5; споры 12,7. В группе древесных обнаружено пыльцевое зерно *Betula*. Травянистые растения представлены пыльцой (%) *Artemisia* 9, *Chenopodiaceae* 54,5; *Gramineae* 1,8; *Compositae* 1,8; *Ranunculaceae* 16,3 и др. Группу спор составляют *Brialis* (9%) и *Sphagnum* (3,7%).

Верхняя часть разреза сложена довольно однородной плотной глиной мощностью более 10 м, содержащей прослойки и линзы песчано-раковинного материала. Немногочисленные раковины отмечаются в виде тонких послойных скоплений. Среди них преобладают *Dreissena rostriformis distincta*, встречаются *Dr. caspia*, *Didacna umbonata*. В верхней части среди дидакн преобладают *D. subcatillus*, встречаются *D. cristata*, мелкие *D. parallella*. Фаунистический состав характерен для выделенного Г.И. Поповым (1967) в Северном Прикаспии гирканского горизонта. Наши исследования подтверждают представления Г.И. Попова о существовании в позднеплейстоценовой истории Каспийского моря гирканского трансгрессивного бассейна, развивавшегося после позднехазарского бассейна и до ательской регрессии. Палиноспектр гирканской толщи характеризуется следующим составом: пыльца древесных пород – 23%, пыльца травянистых пород – 54%, споры – 23%. В группе пыльцы древесных пород пыльца *Pinus* sp. составляет 11%, пыльца *Betula* – 9%, *Alnus* – 1%, *Corylus* – 2%. Основная масса пыльцы травянистых растений представлена *Chenopodiaceae* (39%), *Gramineae* (5%), *Artemisia* (3%), 7% приходится на пыльцу разнотравья (лютиковые, сложноцветные и др.). Споры принадлежат зеленым мхам (*Bryales*, 17%), сфагновым мхам (*Sphagnum*, 4%) и многоножковым папоротникам (*Polipodiaceae*, 2%). Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков получены AMS-методом в Lawrence Livermore National Laboratory (США). Даты лежат в диапазоне от 47 до >55 тыс. лет. Необходимо отметить, что предполагаемый геологический возраст гирканских осадков лежит за пределами возможностей радиоуглеродного метода, что вызывает необходимость дополнительных геохронологических исследований.

Позднехазарский комплекс осадков характеризует условия мелководного и умеренно глубоководного трансгрессивного бассейна. Развитие в Прикаспии травянистых ассоциаций полупустынного типа и почти полное отсутствие лесных сообществ свидетельствуют об аридном климате эпохи. Гирканские отложения отвечают трансгрессии с более высоким уровнем. Увеличение в растительном покрове доли древесных пород, а также заметное присутствие, наряду с ксерофитами, разнотравья, указывает на некоторое похолодание и увлажнение климата. Присутствие в осадках бассейнов вида *Corbicula fluminalis* свидетельствует о тепловодности Северного Каспия.

Ательская регрессивная толща имеет неоднородный литологический состав и специфические свойства отложений. В ней залегают, чередуясь, суглинки, глины, находящиеся в полутвердом, реже тугопластичном, состоянии, супесь пластичная. При этом глины, переслаивающиеся с суглинками, характерны для понижений, выделяющихся на сейсмоакустических разрезах, а супеси в ассоциации с суглинками слагают возвышения, разделяющие эти палеодепрессии. В отложениях, главным образом в понижениях, вверху интервала отмечены отдельные включения и послойные скопления растительного детрита с обрывками длиной до 5 см, и включения раковин. Характерными особенностями грунтов, отличающими их от подстилающих и перекрывающих отложений, являются большая плотность, достигающая 2,10-2,15 г/см^3, малая влажность, не превышающая обычно 25-26%, а также наличие мелких трещин. Перечисленные особенности грунтов свидетельствуют о преобразовании их в воздушной среде, сопровождающимся «высушиванием» – обезвоживанием и уплотнением осадков. Отложения содержат закисное железо в виде гидротроилита.

Состав органических остатков характеризует водно-болотные условия пресноводных либо слабосолоноватых неглубоких водоемов с водой, бедной биогенными элементами, но богатой карбонатами. Среди растительного материала преобладают фрагменты высших водных растений (роголистник и рогоз), присутствуют остатки вольвоксовых, синезеленых, харовых (оогонии), десмидиевых водорослей. Малакофауна представлена раковинами обитателей пресноводных или слабо солоноватых водоемов: *Unio* sp., *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Anisus eichwaldi*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus pallasi*, *Limnea stagnalis*, встречаются наземные гастроподы. В составе включений – фрагменты насекомых, чешуя рыб.

Определения абсолютного возраста ательских отложений выполнены двумя модификациями радиоуглеродного метода в Институте географии РАН и в Lawrence Livermore National Laboratory (США). Датировки получены по гуминовым кислотам, выделенным из ательских отложений, заполняющих палеоврезы. Они лежат в интервале 36680±850 – 40830±100, калиброванный возраст 41191±750 – 44390±180 лет. Отмечается совпадение результатов датирования, выполненного разными модификациями метода в разных лабораториях. Таким образом, можно заключить, что завершающие стадии ательского этапа развития Каспия – заполнение регрессивных врезов осадками пресноводных водоемов – происходили в начальные стадии валдайского межстадиала. Строение ательской толщи в Северном Прикаспии, прямо указывающее на суровые условия начальных этапов ее накопления, не противоречит полученному результату. Напомним, что в ее основании залегают перигляциальные ахтубинские осадки, клиньями проникающие в нижележащий горизонт (обычно это микулинская погребенная почва), содержащие тундрово-степные палинологические спектры (Гричук, 1954; Москвитин, 1962). Они отвечают максимуму похолодания ранневалдайской ледниковой эпохи. Этой эпохе отвечает снижение уровня моря и образование эрозионных врезов на территории освободившегося от гирканских вод Северного Каспия, четко выраженных на сейсмоакустических профилях. Согласно данным профилирования и строению скважин, уровень Каспия опускался до -100 м.

Перекрываются ательские образования слоем ракушечных и ракушечно-песчаных отложений, залегающих в основании хвалынского горизонта. По данным исследований сцинтилляционным радиоуглеродным ме-

тодом образцов раковин моллюсков из этого слоя получены датировки в интервале от 27200±340 до 31600±420 лет, калиброванный возраст от 33860±1490 до 36580±340 лет (Безродных и др., 2004, 2013).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 13-05-00442, 14-05-00227)

Список литературы:

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин О.Б., Бабак Е.В. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12. – № 1. – С. 114-124.

Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 56–57.

Гричук В.П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Матер. по геоморфол. и палеогеограф. СССР. – Вып. 11. – М.: Изд-во АН СССР. – 1954. – С. 5-79.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР. – 1962. – 263 с.

Попов Г.И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1967. – Т. 33. – С. 77-86.

ПРИРОДНАЯ СРЕДА КВАРТЕРА: ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ В ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ АРХИВАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Е.В. Безрукова [1], М.И. Кузьмин [1], А.В. Белов [2]

[1] *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,* bezrukova@igc.irk.ru

[1] *Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия,* belov@isc.irk.ru

QUARTERNARY ENVIRONMENT: REFLECTION OF GLOBAL AND REGIONAL EVENTS IN PALAEOCLIMATIC ARCHIVES OF CENTRAL ASIA

E.V. Bezrukova A.P., M.I. Kuzmin Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia;
A.V. Belov V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

Квартер или геологический период, охватывающий последние 2.6 млн. лет, включая современность, был свидетелем глубоких климатических изменений – ледниковых эпизодов и эпох, на протяжении которых развивались обширнейшие ледники в высоких и средних широтах Северного полушария. Эти события вызывали глубочайшие трансформации биогеографических и экологических условий существования наземных и водных экосистем. В целом, весь четвертичный период, включая современность, рассматривается как ледниковый из-за постоянного присутствия на земле ледниковых щитов (Антарктика).

Байкальский регион, занимая значительную часть Центральной Азии, представляет собой идеальное место для исследования ответа региональной природной среды на ее глобальные сдвиги. Длительные, непрерывные осадочные записи из донных отложений оз. Байкал и малых озер и торфяников его бассейна, размер которого превышает 582 км.^{2}, рассматриваются как уникальные природные архивы изменений природной среды и климата умеренных широт Центральной Азии (Williams et al., 1997). Записи изменения обилия створок и распределения видов диатомовых водорослей содержания биогенного кремнезема, пыльцы и спор высших растений, вариаций элементного состав и литологического строения из донных отложений оз. Байкал отражают тренд ухудшения климата позднего кайнозоя в регионе в ответ на его глобальное похолодание, которое началось в плиоцене и накладывалось на циклические вариации климата, контролировавшиеся параметрами земной орбиты. Байкальские записи выявили два эпизода глубоких похолоданий, имевших место 2.8-2.5 и 1.8-1.5. млн. л.н. Три ледниковых интервала около 2.69, 2.65 и 2.46 млн. л.н., зафиксированные в записях из донных отложений оз. Байкал, рассматриваются как первые проявления самых ранних горных оледенений квартера в юго-восточной Сибири. Главная стратиграфическая граница в байкальской записи отмечена выдающимся максимумом обилия мелкоклеточных диатомовых водорослей 2.8-2.6 млн. л.н. (Prokopenko, Khursevich, 2010). Обилие этих водорослей предполагает, что региональный климат еще не был аналогичен климату оледенений плейстоцена. Этот ранний интервал глубокого похолодания в байкальских архивах эволюции природной среды и климата сопоставим с началом оледенения в Северном полушарии, зарегистрированном в ряде палеоклиматических записей из других регионов мира. При этом важно отметить, что изменения состава флоры диатомовых водорослей в оз. Байкал в более позднее ухудшение климата 1.8 млн. л.н. произошло только на уровне видов из рода *Cyclotella*. Напротив, около 2.6 млн. л.н. имело место удивительное событие появления и вымирания на высоком таксономическом уровне – родовом.

Интервал 2.8-2.5. млн. л.н. характеризовался также глубокими изменениями состава растительности (Безрукова и др., 1999; Bezrukova et al., 2003; Demske et al., 2005). До 2.8 млн. л.н. в регионе преобладали хвойно-широколиственные леса с господством европейских елей, диплоидных сосен, тсуги, лещины, дуба, граба, липы, означая теплый и влажный климат. Снижающийся уровень атмосферных осадков и похолодание были причиной широкого развития открытых степных пространств, которые позднее 2.6 млн. л.н. стали играть важную роль в региональной растительности. Более аридный климат, как определяющий фактор изменения палео-

среды в Байкальском регионе, установился одновременно с началом аккумуляции лессовых отложений в Китае, что интерпретируется как инициация ледникового времени в Азии (Sun et al., 2015).

Высокоразрешающие записи минералогического состава глин и геохимические данные из донных отложений оз. Байкал свидетельствуют об усилении процессов физического выветривания в бассейне озера в условиях интенсификации Сибирского максимума 2.8-2.5 млн. л.н. и активизации тектонической деятельности, особенно около 2.65 млн. л.н. Повышение содержания песчаной фракции в байкальских отложениях отражает тектонические импульсы, позволяя предполагать, что регион был тектонически активен на протяжении длительного временного интервала от 3.4 до 2.4 млн. л.н., но особенно – около 2.65 млн. л.н. (Kuzmin et al., 2000; Muller et al., 2001). Значительное совпадение во времени между тектоническими и климатическими перестройками в Байкальском регионе указывает на то, что поднятие в пределах Гималайской горной системы могло быть одним из спусковых механизмов оледенения в Северном полушарии в начале квартера. Тектонически обусловленное поднятие Гималайских гор, начавшееся с конца миоцена, рассматривается и как одна из основных причин постепенной аридизации климата внутренних районов северо-западной части Китая (Sun et al., 2015).

Следующие эпизоды значительных похолоданий в Северном полушарии, происходившие около 1.8 млн. л.н. и 0.8. млн. л.н., также нашли яркое отражение в записях из донных отложений оз. Байкал (Bezrukova et al., 2003; Prokopenko, Khursevich, 2010).

Замечательной особенностью динамики климата и природной среды в среднем-позднем плейстоцене (последние 780 тыс. лет) стало доминирование ледниково-межледниковых циклов. В глобальных стратотипах нашли отражение восемь таких циклов (Lisiecki, Raymo, 2005). Природа их обусловлена орбитальным форсингом – сменой периодичности глобальных климатических колебаний от 41-тысячелетнего цикла (наклон земной оси) к 100-тысячелетнему (вариации эксцентриситета). Детальная, орбитально настроенная шкала биогенного кремнезема из донных отложений оз. Байкал показала, что эволюция регионального климата региона в плейстоцене подчинялась глобальным причинам, их вызывавшим, и следовала за трендом изменения атмосферной циркуляции (Prokopenko et al., 2001).

Кроме того, климат в последний ледниковый период не был стабилен. Два различных типа климатических изменений, названных событиями Хайнриха (H) и Дансгора-Оешгера (D-O), регулярно повторялись на протяжении большей части этого времени. Каждое из выявленных событий D-O состояло из резкого потепления, происходившего буквально в течение десятилетий, и следовавшим за ним постепенным похолоданием. С некоторыми самыми холодными интервалами между событиями D-O связаны шесть отличительных событий Хайнриха, зарегистрированных в морских отложениях Североатлантического региона как слои с большим количеством крупнозернистых отложений, поступивших с континентов. События H случались не так часто, как события D-O. При этом ни один из типов этих климатических событий не имеет строгой периодичности. Континентальные архивы природной среды из отложений оз. Байкал, малых озер его бассейна показали, что региональный климатическая система также чутко реагировала на глобальные перестройки даже относительного короткого временного масштаба, аналогичные событиям D-O и H (Prokopenko et al., 2001; Bezrukova et al., 2010). Сравнимая климатическая цикличность на протяжении современной межледниковой эпохи – голоцена – получила название циклов Бонда. В озерных записях эволюции природной среды из Байкальского сектора Центральной Азии интервалы – временные аналоги наступления кратковременных похолоданий в голоцене тоже нашли отчетливое выражение (Prokopenko et al., 2001; Tarasov et al., 2007).

В целом, многолетнее исследование континентальных архивов природной среды из отложений больших и малых озер Центральной Азии показало, что они содержат четкие сигналы климатических событий, нашедших выражение в других длительных палеоклиматических (преимущественно морских и лессово-почвенных) записях. Уникальная же по времени длительность записей эволюции природной среды из осадков оз. Байкал, их высокое временное разрешение и чувствительность к вариациям орбитального форсинга сделали байкальские записи новым кандидатом в «палеоклиматический стратотип» континентальной Азии.

Выполненные исследования поддержаны РФФИ, проекты № 15-05-01644а, № 13-05-12026 офи_м.

Список литературы:

Williams D. F., Peck J., Karabanov E. B., Prokopenko A. A., Kravchinsky V., King J., Kuzmin M. I. Lake Baikal Record of Continental Climate Response to Orbital Insolation During the Past 5 Million Years // Science. – 1997. – Vol. 278. – P. 1114-1117.

Prokopenko A.A., Khursevich G.K. Plio-Pleistocene transition in the continental record from Lake Baikal: diatom biostratigraphy and age model // Quaternary International. – 2010. – Vol. 219. – P. 26–36.

Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 млн. лет по данным палинологического исследования осадков озера Байкал // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, №5. – С. 735-745.

Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Letunova P.P., Karabanov E.B., Williams D.F., Kuzmin M.I., Krapivina S.M., Vershinin K.E., Shestakova O.N. Pliocene- Quaternary vegetation and climate history of The Lake Baikal area, Eastern Siberia / In: Kashiwaya K. (Ed.), Long Continental Records from Lake Baikal. – Springer-Verlag, Tokyo. – 2003. – P. 111–122.

Demske D., Mohr B., Oberhaensli H. Late Pliocene vegetation and climate of the Lake Baikal region, southern East Siberia, reconstructed from palynological data // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – Vol. 184. – P. 107-129.

Sun J., Gong Zh., Tian Zh., Jia Y., Windley B. Late Miocene stepwise aridification in the Asian interior and the interplay between tectonics and climate // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2015. – Vol. 421. – P. 48–59.

Kuzmin M.I., Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Gelety V.F., Antipin V.S., Williams D.F., Gvozdkov A.N. Sedimentation processes and new age constrains on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling // International Journal of Earth Sciences. – 2000. – Vol. 89. – p. 183-192.

Muller J., Oberhaensli H., Melles M., Schwab M., Rachold V., Hubberten H.-W. Late Pliocene sedimentation in Lake Baikal: implications for climatic and tectonic change in SE Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2001. – Vol. 174. – P. 305-326.

Prokopenko A.A., Khursevich G.K. Plio-Pleistocene transition in the continental record from Lake Baikal: diatom biostratigraphy and age model // Quaternary International. – 2010. – Vol. 219. –P. 26–36.b

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records //Paleoceanography. – 2005. – Vol. 20. – doi:10.1029/2004PA001071.

Prokopenko A.A., Williams D.F., Karabanov E.B., Khursevich G.K. Continental response to Heinrich events and Bond cycles in sedimentary records of Lake Baikal, Siberia // Quaternary research. – 2001. – Vol. 28. – P. 217-226.

Bezrukova E., Tarasov P., Solovieva N., Krivonogov S., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – Vol. 296. – P. 185-198.

Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2007. – Vol. 252. – P. 440–457.

ИСТОРИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА ЖОМБОЛОКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Е.В. Безрукова[1], А.А. Щетников[2], О.Г. Шарова [1], П.П. Летунова[1], Н.В. Кулагина [2], Е.В. Иванов [1], И.А. Филинов [2], О.В. Левина [1], М.А. Крайнов [1], Е.В. Кербер [1]

[1] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, bezrukova@igc.irk.ru

[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, shchetnikov@crust.irk.ru

ENVIRONMENT AND CLIMATE HISTORY OF THE ZHOM-BOLOK VOLCANIC FIELD (EASTERN SAYAN) IN THE MIDDLE-LATE HOLOCENE: NEW RESULTS

E.V. Bezrukova A.P., O.G. Sharova, P.P. Letunova, E.V. Ivanov, O.V. Levina, M.A.Kraynov, E.V. Kerber, Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia;

A.A. Shchetnikov, N.V. Kulagina, I.A. Filinov Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Горные озера обычно являются нетронутыми, естественными экосистемами благодаря удаленности от крупных источников постоянно антропогенного воздействия. Как правило, такие водоемы функционируют в суровых метеорологических условиях, а их водосборные бассейны характеризуются слабым развитием процессов педогенеза и низкими скоростями химического выветривания. В силу вышеперечисленных факторов экосистемы горных озер отвечают быстро и активно на любые изменения (антропогенные или природные), происходящие как в самих озерах, так и в их бассейнах (Wathne and Rosseland, 2000). Кроме того, очень чувствителен к таким изменениям и процесс седиментации в горных озерах, регистрируя их в виде вариаций различных параметров донных отложений. По этим причинам осадки горных озер традиционно используются в качестве ценных и надежных архивов для реконструкции условий палеосреды.

Основной целью предлагаемых исследований стало изучение изменений природной среды Жомболокского вулканического района из донных осадков лавово-подпрудного оз. Хара-Нур и выяснение ее возможных причин. Такие исследования позволяют понять ключевые показатели естественной изменчивости климата и природной среды, оценить скорости климатических изменений и получить качественные данные для проверки возможностей климатических моделей воспроизводить сценарии палеоклимата.

Лавовые потоки и вулканы долины р. Жом-Болок в горой системе Восточного Саяна (у границы Тувы и Бурятии) представляют крупнейшее проявление голоценовых извержений в Центральной Азии (Ярмолюк и др., 2003). Хронология данных вулканических событий до сих пор остается слабо изученной. Известно лишь, что лавовые излияния здесь были многофазными, начались в послеледниковое время и продолжались вплоть до последнего тысячелетия (Ivanov et al, 2011). Вулканические события сопровождались формированием и прорывами крупных плотинных озер. В верховьях долины р. Жом-Болок некоторые из таких водоемов сохранились до настоящего времени.

Озеро Хара-Нур расположено в восточной части горной системы Восточного Саяна. Водоем находится в днище сквозной ледниковой долины и занимает приводораздельную позицию непосредственно на границе бассейнов рек Ангара и Большой Енисей. Площадь озера превышает 9 км^2, абсолютная высота уреза воды 1651 м (при этом сезонные колебания уровня могут достигать 20 м), его максимальная глубина составляет 51 м. Растительность вне лавового поля представлена кедрово-лиственничными лесами. Местами встречается ель *Picea obovata*, которая может преобладать или содоминировать с лиственницей *Larix sibirica*. Выработавшийся фитоценоз на лавах представлен формирующимися лиственничными, кедрово-лиственничными с участием ели, сосново-лиственничными лесами с кустарниковым ярусом (Spirea media, виды рода Ribes и др.) (Холбоева, 2009).

Донные отложения оз. Хара-Нур были пробурены в августе 2013 года. Керн был поднят с глубины 47 м, его длина составила 131 см. Кроме этого, впервые была выполнена батиметрическая съемка водоема, а также

собраны поверхностные пробы вдоль береговой зоны озера для целей палинологического анализа. Для оценки возраста керна в радиоуглеродной лаборатории г. Познань (Польша), была получена пока одна AMS^{14}C датировка из основания керна. Возрастная модель построена методом экстраполяции калиброванного значения возраста базального слоя вверх с допущением о постоянстве скоростей седиментации. В основу реконструкции истории природной среды и климата района положены результаты палинологического, рентгенофлуоресцентного анализа, определения концентрации биогенного кремнезема, физических и магнитных свойств осадка.

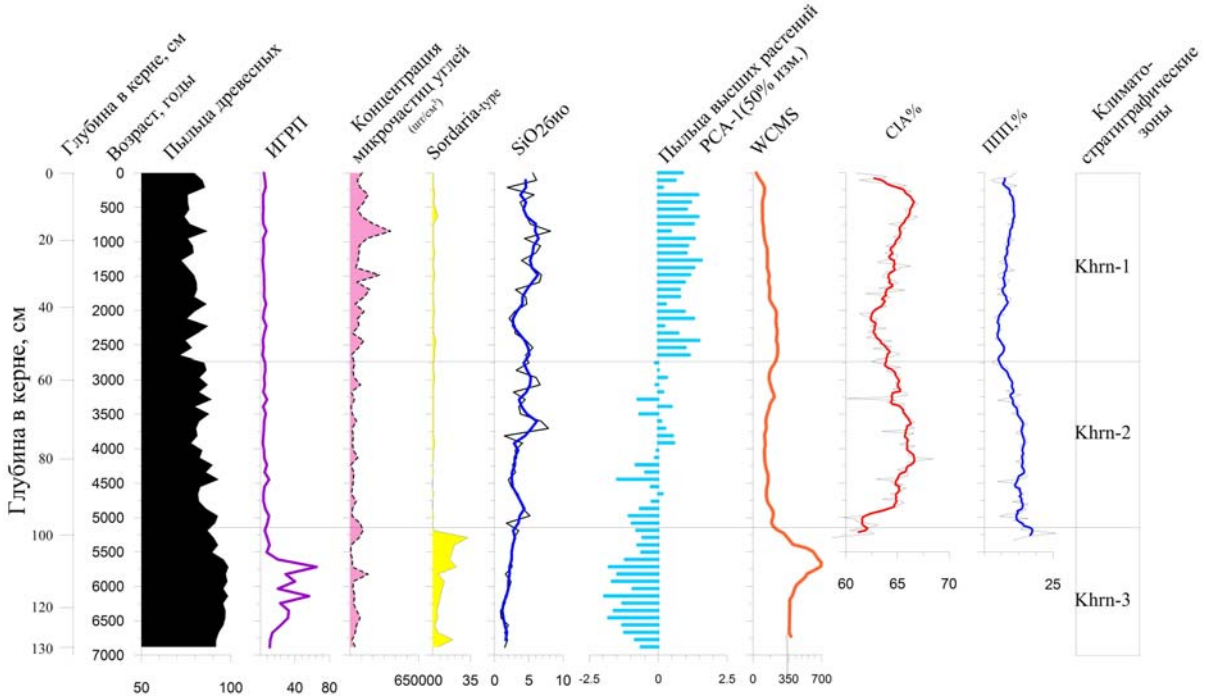
Результаты комплексного изучения донных отложений оз. Хара-Нур позволили получить первую детальную запись изменения природной среды Жомболокского вулканического района в среднем-позднем голоцене.

Резкие изменения значений всех полученных из отложений оз. Хара-Нур индексов палеосреды предполагают значительные сдвиги в экосистеме озера и всего вулканического района за последние почти 7000 лет. В период времени 6880-5500/5000 л.н. в районе существовал более влажный и теплый, чем современный, климат. Первые существенные изменения в природно-климатической системе долины р. Жом-Болок в сторону ухудшения отмечаются около 5500-5000 л.н. с окончанием оптимума голоцена на территории всей Сибири. В это же время формируется собственно озеро Хара-Нур, фиксируя фазу максимальной активизации местной вулканической деятельности. Последнее позволяет детализировать полученные ранее геохронологические данные по периодизации извержений в долине р. Жом-Болок (Ivanov et al., 2011).

Около 3000-2500 л.н. согласно палинологическим и геохимическим данным в районе исследования снова отмечается ухудшение климатических условий, свидетельствуя об отклике локальной экосистемы на общий тренд похолодания в Северном полушарии.

В отложениях озера Хара-Нур, возраст которых составляет 800-700 л.н., регистрируются максимальные концентрации микрочастиц углей, что является показателем интенсификации пожарных явлений в его водосборном бассейне. Это, с одной стороны, согласуется с представлениями об усилении аридизации климата в это время, а с другой, возможно, является подтверждением предположения об активизации вулканической деятельности в долине р. Жом-Болок в это время (Ivanov et al., 2011), поскольку извержения могли сопровождаться лесными пожарами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 15-05-01644, 14-05-00779).



Обобщающий график показателей изменения природной среды Жом-Болокского вулканического района за последние 7 тыс. лет. ИГРП – густота растительного покрова, WCMS – магнитная восприимчивость осадков в керне, CIA – геохимический индекс выветривания, ППП – потери при прокаливании. В шкалах изменения биогенного кремнезема ($SiO_{2\ био}$), CIA и ППП цветные линии – осреднение по пяти точкам.

Список литературы:

Wathne BM, Rosseland BO (eds) (2000) MOLAR Final Report 4/1999. Measuring and modeling the dynamic response of remote mountain lake ecosystems to environmental change: a programme of Mountain Lake Research–MOLAR. NIVA, Oslo

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок (голоцен, Южно-Байкальская вулканическая область) // Вулканология и сейсмология. – 2003. – № 5. – С.41-59.

Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bull. Volcanol.. – 2011. – Vol. 73. – P. 1279–1294.

Холбоева С.А. О формировании растительности вулканогенных ландшафтов Восточного Саяна // Вестник Бурятского университета. – 2009. – № 4. – С. 126-129.

РАЗВИТИЕ ПРИРОДНЫХ ЭКОСИСТЕМ БАССЕЙНА Р. БИКИН В УСЛОВИЯХ КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

П.С. Белянин, Н.И. Белянина
Тихоокеанский институт географии (ТИГ) ДВО РАН,Владивосток, Россия, pavelbels@yandex.ru

THE EVOLUTION OF NATURAL ECOSYSTEMS OF THE RIVER BASIN BIKIN IN THE TERMS OF CLIMATE VARIABILITY IN THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE

P.S. Belianin, N.I. Belianina, Institute of Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Вопросы эволюции природной среды относятся к важнейшим проблемам современной палеогеографии. Палеоклиматические события, происходившие в позднем неоплейстоцене и голоцене, оказали существенное влияние на ландшафты, в том числе на компоненты речных экосистем. В настоящее время, во всем мире проявляется повышенный интерес к истории развития природной среды, связанный с глобальными климатическими флуктуациями. Однако, несмотря на многочисленные палеогеографические исследования, проводившиеся ранее на юге Дальнего Востока (Муратова и др., 1978; Павлюткин и др., 1983; Шумова, Климанов, 1989), многие особенности развития растительного покрова остаются неясными.

Район исследования расположен в нижнем течении р. Бикин, берущей начало на северо-западных склонах хр. Сихотэ-Алинь. Рельеф представлен низменной аллювиальной равниной (абс. выс. 60–65 м) приуроченной к днищу долины р. Бикин. В ее пределах выделяются низкие и высокие пойменные, а также надпойменные террасы с превышениями 1,5–2 м относительно друг друга. Для пойменных террас характерны формы линейной аккумуляции, представленные прирусловыми валами, рёлками и старичными понижениями.

Современные ландшафты района исследования значительно преобразованы в результате антропогенного воздействия. Естественная растительность сохранилась лишь в ландшафтах низкогорий, где преобладают массивы тайги южно-уссурийского типа. Отдельные участки низменных равнин, слабо затронутых антропогенным влиянием, покрыты осоково-вейниковыми лугами с участками тростниково-сфагновых болот, переходящих в мари; некоторые рёлки поросли лиственной растительностью с преобладанием дуба, березы и осины (Колесников, 1969).

В настоящей статье рассматривается развитие палеоландшафтов р. Бикин, в среднем и позднем голоцене. Вскрытые на высокой пойменной террасе р. Бикин отложения, представлены следующими пачками:

Интервал, см

1. Суглинок буровато-серый, пирогенный, рыхлый, слегка комковатый с множеством корней…….....0-8
2. Песок бурый с множеством мелких корней……..…8-21
3. Серовато-бурый суглинок с ржавыми пятнами и мелкими корнями……....21-32
4. Буровато-черный суглинок, погребенный, комковатый, пирогенный, с ржавыми пятнами, полумертвыми и мертвыми корнями……32-38
5. Черновато-бурый суглинок с охристыми пятнами и мелкими живыми корнями……..….38-60
6. Сизовато-бурый суглинок, с множеством крупных корней деревьев……..…60-90
7. Сизый суглинок, с мелкими корнями…….90-115
8. Сизовато-ярко-охристый суглинок, с единичными мелкими корнями……115-148
9. Ржаво-сизый суглинок, в нижней части интервала подстилаемый галькой……148-165
10. Ржаво-сизый суглинок с песком и галькой……..165-170

В результате проведенного биостратиграфического расчленения отложений методом спорово-пыльцевого анализа были выделены следующие палинозоны.

I. Палинозона Pinus koraiensis – Picea. В палиноспектре в группе древесных растений доминирует пыльца *Pinuskoraiensis*SieboldetZucc. (72,3–74 %). В небольшом количестве отмечаются пыльцевые зерна *Abiesnephrolepis*Trautv. Maxim. (1,7–4 %) и *Picea*sp.(7,6–9 %). Встречается пыльца широколиственных растений *Quercusmongolica*Fisch. exLedeb. (9,7–10,2 %),*Juglansmandshurica*Maxim.(1,4 %)и*Ulmus*sp. (1,6 %). Мелколиственные породы представлены березой *Betula*sect. *Costatae*Trautv., *Alnus*sp.и *Alnaster*sp.В составе пыльцы трав преобладают таксоны семейств Ranunculaceae и Caryophyllaceae, присутствует пыльца Chenopodiaceae (9,3– 19,5 %) и Cyperaceae (9,2–68,8 %). В группе споровых растений отмечается значительное количество спор Polypodiaceae (40,1–61,9 %) и Ophioglossaceae (до 40,2 %), менее значительное *Osmunda*sp.(до 10%) и мхов *Sphagnum*sp. (10,2–15,2 %).

II. ПалинозонаPinuskoraiensis – Quercus – Sphagnum. Состав палиноспектра характеризуется значительным снижением доли пыльцы умеренно-теплолюбивых растений – *Quercusmongolica, Juglansmandshurica, Ulmus*и др. Из древесных растений к концу горизонта полностью исчезает пыльца *Pinuskoraiensis*и *Quercusmongolica.* Велико содержание пыльцы холоднолюбивых растений – *Betula*sp. (22,4–44,6 %), *Betula*sect. *Nanae*(до 12,3 %) и *Alnaster*(10–10,4 %). В группе споровых и травянистых растений возрастает содержание пыльцы семейств Caryophillaceae и Polypodiaceae, при значительной доле спор *Sphagnum*.

III. Палинозона Betula – Alnus – Alnaster. В общем составе палиноспектра значительно увеличивается доля пыльцы мелколиственных пород. С 42,1 до 65,2 % возрастает содержание пыльцы *Betula*sp. Присутствует пыльца кустарниковой ольхи и кустарниковых берез. До 22,4 % возрастает роль *Alnus*, и исчезает пыльца *Betula*sect. *Albae*. В группе травянистых и споровых растений высоко содержание спор Polypodiaceae и *Selaginella*sp.

IV. Палинозона Quercus. *Горизонт ВС.* В группе древесных растений в состав палиноспектра входит пыльца умеренно-теплолюбивых представителей маньчжурской флоры *Quercusmongolica* (до 68,2 %), единично – *Juglansmandshurica*и *Ulmus,* а такжехвойных растений – *Pinuskoraiensis* (5,4–12,2 %) и *Picea* (до 13,5 %). Мел-

колиственные растения представлены пыльцой *Betula*sp. (6,4 %), *Betula*sect. *Albae* (до 35,2 %),*Betula*sect. *Costatae* (до 3,3 %) и др. В группе травянистых растений значительно содержание пыльцы семейства Asteraceae, среди споровых растений доминируют Polypodiaceae и мхи *Sphagnum*, присутствуют также *Lycopodium*и *Osmunda*. Среди сфагновых мхов отмечен лесной вид мха *Sphagnumcentrale* C. Jens.

Таким образом, полученные результаты исследования позволяют реконструировать развитие природной среды бассейна нижнего течения р. Бикин в среднем и позднем голоцене.

I э т а п. В среднем голоцене на рубеже 7,9–4,5 тыс. л.н. (оптимум голоцена) отмечается значительное глобальное потепление климата (Короткий и др., 1980; Шумова, Климанов, 1989; Кинд, 1974). Данные климатические события повлияли на развитие экосистем бассейна нижнего течения р. Бикин. В растительном покрове геосистем пойменных поверхностей широкое развитие получают луговые сообщества. На надпойменных участках и склонах долин развиваются сложные по составу растительные сообщества из дуба монгольского, сосны корейской, ясеня, клена, ильма, ореха маньчжурского и березы маньчжурской. Локальное распространение имеют травяно-папоротниковые ассоциации.

Палинокомплексы, отражающие изменения климата и ландшафтов в среднем голоцене, установлены и в отложениях других разрезов, вскрывающих высокие пойменные террасы в бассейне р. Бикин. Так, они четко проявляются в отложениях высоких пойменных террас р. Бурлитовка (разрез "6056") и р. Алчан (разрез "6010"). Возраст отложений подтверждается радиоуглеродными датировками, полученными по растительным остаткам из отложений разрезов "6010" (6660±70 л.н., Ки-3269) (Белянина, 2005) и "6056" (6090±70 л.н. Ки-3256) (данные А.Д. Боровского), соответствующих оптимальной фазе голоцена (Q^2_{IV}). Еще одна абсолютная дата, полученная по древесине, извлеченной из разреза средней поймы в т.н. 6058 (глуб. 3,8 м), составила 7230±40 л. (Ки-3276).

II э т а п. Переход от климатического оптимума голоцена к позднему голоцену (атлантический и суббореальный период по европейской шкале Блитта – Сернандера, 4,5–3,0 тыс. л. н.) ознаменовался волной холода в северном полушарии (Кинд, 1974; Ясуда Йю, 1983; Шумова, Климанов, 1989). В это время в бассейне нижнего течения р. Бикин в геосистемах уплощенных увалов и низкогорий произошло резкое сокращение площадей полидоминантных хвойно-широколиственных лесов. В геосистемах аллювиальных равнин увеличиваются площади ерниковых зарослей с преобладанием ольховника. На высокой пойменной террасе усиливается процесс заболачивания, формируются сфагновые болота с лиственничными редколесьями, зарослями ольховника и ерников (так называемые мари). На склонах горного обрамления развиваются березово-темнохвойные леса с участием лиственницы. В почвенных горизонтах отмечены следы пожаров, возникших, вероятно, вследствие деятельности древнего человека.

III э т а п. Первая половина позднего голоцена характеризуется несколько более холодными, по сравнению с современными, природными условиями, с двумя климатическими минимумами – 2500 и 1000 л.н. (Кинд, 1974). В геосистемах надпойменных террас р. Бикин формируются луговые сообщества. В геосистемах низкогорий широко развиты дубовые, березовые и кедрово-дубовые леса. Значительно увеличивается участие сосны корейской в составе растительности горного обрамления долины р. Бикин.

IV э т а п. Во второй половине позднего голоцена отмечается относительное потепление климата. В бассейне нижнего течения р. Бикин в геосистемах низкогорий формируются современные кедрово-широколиственные леса с преобладанием сосны корейской и дуба монгольского, а также темнохвойная тайга. К концу периода в растительном покрове возрастает роль корейской сосны, ели и пихты, при этом, незначительно сокращается участие в составе растительности дуба монгольского.

Таким образом, конец позднего голоцена характеризуется относительно прохладными по сравнению с оптимумом голоцена климатическими условиями. Происходит формирование современного облика геосистем. Аналогичные данные получены и для сопредельных территорий Евразии (Tsukada, 1967; Ясуда Йю, 1983).

Материалы, собранные в результате биостратиграфического расчленения отложений высокой пойменной террасы р. Бикин, позволили реконструировать развитие геосистем бассейна нижнего течения р. Бикин в среднем и позднем голоцене. Выделенные на основании данных спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования этапы развития геосистем дают представление об эволюции природной среды этой территории в среднем и позднем голоцене.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант 15-05-0171

Список литературы:

Белянина Н.И. Стратиграфия отложений позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Уссури // XI Всероссийская палинологическая конференция "Палинология: теория и практика". М.: АРЕС, 2005. С. 31–32.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. – М.: Наука, 1974. – 256 с.

Колесников Б.П. Растительность. Южная часть Дальнего Востока. – М.: Наука, 1969. – 289 с.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980. – 234 с.

Муратова М.В., Алешинская З.В., Болиховская Н.С. и др. Изменение природы Приханкайской равнины в позднем плейстоцене // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. – Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1978. – С. 81–89.

Шумова Г.М., Климанов В.А. Растительность и климат позднеледниковья и голоцена рибрежной зоны Северного Приморья // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – М.: Наука, 1989. – С. 154–160.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 198 с.

Ясуда Йю. Изменение климата Японии со времени последнего оледенения на основе различных анализов рыхлых отложений // Кисе кенкю ното. – 1983. – Т. 147. – С. 613–626.

Tsukada M. Pollen succession absolute pollen frequency and reccurrence surface in Central Japan // Amer. J. Bot. – 1967. – Vol. 54, № 7. – P. 821–831.

ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСОВ РАННЕГО ГОЛОЦЕНА НА ЮГЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

И.М. Бердников[1], Н.Е. Бердникова[1], Г.А. Воробьева[1], Е.О. Роговской[1], А.М. Клементьев[2]
[1]Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
[2]Институт земной коры СО РАН, Россия
yan-maiski@yandex.ru, nberd@yandex.ru, galvorob@yandex.ru, eor127@yandex.ru, klem-al@yandex.ru

GEOARCHAEOLOGICAL FEATURES OF EARLY HOLOCENE COMPLEXES THE SOUTH OF MIDDLE SIBERIA

I.M. Berdnikov, N.E. Berdnikova, G.A. Vorobyova, E.O. Rogowskoy, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia
A.M. Klementiev, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Russia

Хронологические рамки раннего голоцена с учетом последних междисциплинарных данных (Formal definition…, 2009; Formal subdivision…, 2012) приняты нами в интервале ~10,3–7,3 тыс. л. н. (^{14}C) или ~11,7–8,2 тыс. кал. л. н. Анализ доступной информации по раннеголоценовым бескерамическим комплексам из 61 местонахождения юга Средней Сибири (Геоархеологические комплексы…, 2014) позволил сформировать банк данных. В географическом плане наибольшее число объектов (20) дислоцировано в Южном Приангарье (33 % от общего числа). В Западном Прибайкалье их насчитывается 19 (31 %), в Северном Приангарье – 14 (23 %). Слабо изучена территория Верхней Лены, где нам известно всего 3 объекта (5 %), которые можно датировать ранним голоценом. Из местонахождений Канско-Рыбинской котловины в перечень вошло всего 5 стоянок (8 %), сведения по которым представлены в литературе. Опорными объектами выступают многослойные местонахождения: в Южном Приангарье – Усть-Белая, Горелый Лес, Усть-Хайта; в Западном и Северном Прибайкалье – Улан-Хада I, Саган-Нугэ, Берлога, Итырхей, Саган-Заба II, Бугульдейка II, Кулара III; в Северном Приангарье – Остров Лиственичный, Усть-Кеуль I, Усть-Ёдарма II; в Канско-Рыбинской котловине – Казачка I и Стрижовая гора.

Раннеголоценовые археологические комплексы в отложениях фиксируются в двух вариациях: в системе макрослоистости и мультислойчатости (Медведев, Воробьева, 1998). Это обусловлено особенностями культуровмещающих отложений, которые по генезису разделяются на субаэральные и субаквальные-субаэральные. Наиболее распространенными в регионе являются субаэральные отложения, представленные профилем полноразвитой современной почвы, покрывающей основные элементы рельефа: речные террасы, склоны, вершины водоразделов. В усредненном варианте выделяются: гумусированный горизонт А, бурый горизонт В и желтобурый горизонт ВС или B_{ca}. Археологические предметы в этих отложениях находятся в системе макрослоистости, т. е. в каждом почвенном горизонте в компрессионном состоянии содержатся разновременные культурные остатки. Раннеголоценовые комплексы в данном случае могут находится в нескольких позициях: в горизонте ВС, на контакте горизонтов ВС и В или в подошве горизонта В. Время формирования почвенных горизонтов в данном случае достигает несколько тысячелетий, вследствие чего выделение дробных археологических хроногрупп затруднено.

Наиболее информативными для реконструкции природных обстановок и культурных особенностей являются слойчатые субаэральные (делювиальные, пролювиальные, эоловые, смешанные) отложения склонов, конусов выносов и субаквальные-субаэральные отложения с серией гумусовых горизонтов. Последние маркируют этапы временной стабилизации поверхности, а разделяющие их малогумусные прослойки – этапы активизации процессов осадконакопления. О высокой скорости образования светлых прослоек (это относится в первую очередь к отложениям субаквального генезиса) косвенно свидетельствует их «археологическая стерильность». Такие отложения образуют мультислойчатые местонахождения, в которых археологические остатки включены в гумусированные эмбриональные и слаборазвитые почвы, которые образовывались в интервале от нескольких десятков до нескольких сотен лет. На геоархеологическом объекте Казачка I по химической намагниченности отложений (палеомагнитный метод датирования) определен диапазон формирования раннеголоценовых почв от 20 до 490 лет, большая часть из них имеет интервал в пределах 61–89 лет (Бураков, Начасова, Генералов, 1996). Наибольшее количество уровней находок начала голоцена зафиксировано в субаквально-субаэральных отложениях: Усть-Белая – 13 культурных горизонтов, Казачка I – 11 культурных горизонтов, Усть-Хайта – 10 культурных горизонтов.

В составе палеофаунистических находок раннеголоценовых комплексов юга Средней Сибири определяется современная фауна (Ермолова, 1978; Лозей, Номоконова, Савельев, 2014; Клементьев, 2014). Основными объектами охоты древнего человека в регионе были косуля и благородный олень. Остатки лося и кабана немногочисленны. Встречаются лошадь и бык, реже – волк, лисица, соболь. Особыми объектами археозоологических исследований являются собаки, наиболее ранней из которых является экземпляр, полученный из 9 к. г. многослойной стоянки Усть-Хайта с ^{14}C-датой 10375±45 л. н. Ox23873 (Burying Dogs…, 2013). Нередко фиксируется большое количество костей рыб – щуки, осетра, хариуса, карповых пород. Особое значение для байкальских охотников-собирателей имела охота на нерпу.

В археологическом аспекте наиболее хорошо освещены в научной литературе комплексы западного побережья оз. Байкал (Горюнова, Новиков, 2000). Для других узловых территорий юга Средней Сибири информация о раннеголоценовых комплексах представлена не так подробно. По данным планиграфического анализа культурные остатки сконцентрированы в определенных зонах – «пятнах находок», связанных нередко с кострищами и очагами. По результатам предварительного анализа обозначены общие технологические тенденции

во времени: развитие бифасиальной обработки и призматической техники расщепления камня, совершенствование орудийных форм на пластинах, динамика разнообразия форм резцов и рубящих орудий, широкое распространение изделий из кости и различных украшений.

Общее количество датированных методами естественных наук раннеголоценовых культурных горизонтов составило 37. Для 30 горизонтов получены 64 ^{14}C-даты, для 11 – палеомагнитные. На ряде местонахождений фиксируются бескерамические комплексы, датированные атлантической стадией голоцена (АТ-1, АТ-2). Данные по ряду объектов требуют проверки. Особенно сомнительными выглядят определения, относящиеся к АТ-2, которые выглядят сильно омоложенными на фоне сопряженных с ними дат. Эта ситуация может объясняться ошибкой при датировании, некорректным отбором образцов или вертикальным перемещением материала, использованного для датирования. Несмотря на имеющуюся проблему, данных достаточно для того, чтобы определить возраст самых поздних бескерамических комплексов в интервале ~7,5–7,2 тыс. л. н. (^{14}C), что согласуется с принятой нами верхней хронологической границей раннего этапа голоцена.

Результаты анализа датировок носят предварительный характер, а сама хронометрическая шкала требует корректировки, вследствие того, что определения получены в нескольких лабораториях в разное время. Отдельного обсуждения требует вопрос о времени появления керамики на юге Средней Сибири. По последним данным возраст древнейших керамических комплексов в регионе по данным ^{14}C достигает как минимум 7,3 тыс. лет. В Северном Приангарье керамика зафиксирована отложениях, датированных по ^{14}C в интервале ~8,3–7,4 тыс. л. н. (Геоархеологические комплексы…, 2014, с. 62). Однако из всех полученных по опорным объектам Северного Приангарья определений на данный момент достаточно надежными выглядят даты по к. г. 3 местонахождения Остров Лиственичный (7339±100 л. н. СОАН-8909, 7488±90 л. н. СОАН-8910).

Выбранные нами по результатам комплексного анализа данных стратиграфии, абсолютного датирования и археологического материала хронологические рамки раннеголоценовых культур на территории юга Средней Сибири в интервале ~10,3–7,3 тыс. л. н. (^{14}C) или ~11,7–8,2 тыс. кал. л. н. по верхнему рубежу коррелируются с эпохой Байкало-Ангарского мезолита и не совпадают с последней по нижней границе, так как к мезолитическому периоду были отнесены и комплексы бёллинг-аллерёдского интерстадиала (BAIC) возрастом ~12,4–11 тыс. л. н. (^{14}C) или ~13,7–12,7 тыс. кал. л. н. Дата, принятая нами для границы раннего и среднего голоцена, согласуется с возрастом позднейших бескерамических археологических комплексов и временем появления гончарства на юге Средней Сибири.

В заключение отметим, что вопрос детальной реконструкции палеоклиматических вариаций в раннем голоцене на территории юга Средней Сибири остается открытым. В целях решения данной актуальной проблемы необходима междисциплинарная корреляция данных. Подробного обсуждения в контексте моделирования жизнедеятельности раннеголоценовых сообществ охотников-собирателей на юге Средней Сибири требуют направления по изучению динамики технологий на рубеже плейстоцена и голоцена, культурных особенностей и традиций в локально-географическом и хронологическом аспекте, динамики видового разнообразия палеофауны. Необходимы концептуальные предложения по определению стратегий жизнеобеспечения, а также уточнение и корректировка хронометрической шкалы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 14-46-04136 р_сибирь_а

Список литературы:

Геоархеологические комплексы раннего голоцена на юге Средней Сибири. Оценка данных и перспективы исследований / Бердников И. М., Бердникова Н. Е., Воробьева Г. А., Роговской Е. О., Клементьев А. М., Уланов И. В., Лохов Д. Н., Дударёк С. П., Новосельцева В. М., Соколова Н. Б. // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология. – 2014. – Т. 9. – С. 46–76.

Бураков К. С., Начасова И. Е., Генералов А. Г. Запись вариации геомагнитного поля в химической намагниченности осадочных пород археологического памятника Казачка // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. – М. : Изд-во ОИФЗ РАН, 1996. – С. 15–18.

Горюнова О. И., Новиков А. Г. Бескерамические комплексы Приольхонья (оз. Байкал) // Архаические и традиционные культуры Северо-Восточной Азии. Проблемы происхождения и трансконтинентальных связей. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 2000. – С. 51–57.

Ермолова Н. М. Териофауна долины Ангары в позднем антропогене. – Новосибирск : Наука, 1978. – 222 с.

Клементьев А. М. Раннеголоценовая фауна северной Ангары (материалы археологических объектов) // Изв. Иркут. гос. ун-та. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». – 2014. – Т. 8. – С. 31–44.

Лозей Р. Дж., Номоконова Т. Ю, Савельев Н. А. Радиоуглеродное датирование и фауна многослойной стоянки Бугульдейка II на Байкале (по материалам раскопок 2006–2008 гг.) // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология. – 2014. – Т. 7. – С. 18–36.

Медведев Г. И., Воробьева Г. А. К проблеме группировки геоархеологических объектов Байкало-Енисейской Сибири // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. – Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 1998. – Т. 2. – С. 148–159.

Burying Dogs in Ancient Cis-Baikal, Siberia: Temporal Trends and Relationships with Human Diet and Subsistence Practices / R. J. Losey, S. Garvie-Lok, J. A. Leonard, M. A. Katzenberg, M. Germonpré, T. Nomokonova, M. V. Sablin, O. I. Goriunova, N. E. Berdnikova, N. A. Savel'ev // PLOS ONE. – 2013. – Vol. 8, Is. 5. – DOI: 10.1371/journal.pone.0063740

Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records / M. Walker, S. Johnsen, S. O. Rasmussen, T. Popp, J-P. Steffensen, P. Gibbard, W. Hoek, J. Lowe, J. Andrews, S. Bjorck, L. C. Cwynar, K. Hughen, P. Kershaw, B. Kromer, T. Litt, D. J. Lowe, T. Nakagawa, R. Newnham, J. Schwander // Journal of Quaternary Science. – 2009. – № 24 (1). – P. 3–17.

Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) / M. J. C. Walker, M. Berkelhammer, S. Bjorck, L. C. Cwynar, D. A. Fisher, A. J. Long, J. J. Lowe, R. M. Newnham, S. O. Rasmussen, H. Weiss // Journal of Quaternary Science. – 2012. – № 27 (7). – P. 649–659.

ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ УСТЬ-БЕЛАЯ. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ВМЕЩЕНИЯ КУЛЬТУРНЫХ ОСТАТКОВ

Н.Е. Бердникова, Г.А. Воробьева, И.М. Бердников
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
nberd@yandex.ru, galvorob@yandex.ru, yan-maiski@yandex.ru

GEOARCHAEOLOGICAL SITE UST'-BELAYA. SPECIFIC FEATURES OF DEPOSITS STRUCTURE AND CONTAINMENT OF CULTURAL REMAINS

N.E. Berdnikova, G.A. Vorobyeva, I.M. Berdnikov,
Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Левобережный устьевой участок р. Белой (левый приток р. Ангары) вошел в обширную археологическую и геологическую литературу как «многослойная стоянка» Усть-Белая. Она являлась эталонной для понимания развития раннеголоценовых докерамических культур Байкальской Сибири (Мезолит..., 1971). Результаты исследований этого объекта включены в ряд обобщающих работ (История Сибири, 1968; Археология…, 1989). Усть-Белая является сложно организованным геоархеологическим объектом, в отложениях которой зафиксировано более 25 уровней проявления археологического материала. На ее территории находится и одноименный могильник, состоящий из захоронений раннего неолита и палеометалла (Бердникова, 2001).

Усть-Белая имеет длительную историю археологического и геологического изучения, начиная с ее открытия М. М. Герасимовым в конце 1920-х гг. Геологическое изучение проводил Н. В. Тюменцев. Им выделены пойма и четыре надпойменные террасы: I – 4-метровая, II – 6-метровая, III- 12-метровая, IV – 18-метровая. В конце 1950-х – 1960-е гг. исследования проводили М. М. Герасимов и Г. И. Медведев. Геологические особенности объекта в этот период изучались Н. А. Логачевым (Логачев и др., 1964), Э. И. Равским (1972), С. М. Цейтлиным (1979). По их представлениями, отложения, которые вмещают культурные остатки Усть-Белой, относятся к пойменной фации аллювия I надпойменной (6-8-метровой) террасы р. Белой. С 80-х гг. XX в. по настоящее время исследования продолжается авторами.

Геоархеологический объект Усть-Белая занимает весь левобережный устьевой участок вдоль р. Белой (бельский участок) и прилегающую к нему территорию по левому берегу р. Ангары (ангарский участок). Основная площадь изучения Усть-Белой расположена в самой верхней части бельского участка. В рельефе левого устьевого участка долины р. Белой выделены низкая, высокая пойма и сложно построенная надпойменная терраса (относительные отметки восстанавливались по замерам в раскопах 50-60-х гг., сделанным до образования Братского водохранилища).

Неширокая низкая пойма (высота 0-2 м) на левобережном устьевом участке выражена в виде узкой полосы. Ее отложения представлены сильно оглеенными, гумусированными суглинками, чередующимися с прослоями песков. Время начала формирования низкой поймы можно определить средним голоценом.

Высокая пойма (4-6 м) отделяется от низкой поймы выраженным уступом. На поверхности высокой поймы прослеживаются прирусловые валы. В строении ее отложений, изученных в поперечных траншеях длиной до 50 м, выделяются русловая и пойменная фации аллювия. Русловая фация аллювия представлена галечниками, перекрытыми косослоистыми песками мощностью до 2 м. Пойменный аллювий имеет мощность 2-4 м. Нижняя его часть сложена субгоризонтальными низко гумусными оглеенными слоистыми супесями и суглинками, верхняя – высокогумусными суглинками, накопление которых было приурочено к средне- и позднеголоценовому времени. Начало формирования высокой поймы можно отнести к раннему голоцену. Археологический материал включен в высокогумусные суглинки пойменного аллювия и представлен 2-3 уровнями находок от неолита до бронзового века.

Надпойменная терраса от высокой поймы отделяется четким уступом. В ее составе выделяется 7-9-метровая и 9-11-метровая поверхности, переход между ними плавный. Для первой поверхности характерен волнисто-грядовый рельеф песчаных образований типа прибрежных дюн, имеющих субдолинное простирание. Площадка второй поверхности ровная, пологонаклонная, сочленяется с вышележащей наклонной поверхностью через уступ.

Строение отложений 7-9-метровой поверхности известно только по раскопкам 1950-60 гг., проводившимся в прибровочной части террасы, поскольку из-за высокого уровня воды в Братском водохранилище не представилась возможность их исследований. Пойменная часть аллювия представлена тонкослоистыми песками и супесями с эмбриональными и слаборазвитыми почвами, в которые включены археологические материалы XIII-II мезолитических горизонтов (м.к.г.). Имеющиеся ^{14}C-даты для XIII м. к. г. 9850±500 л. н. (ГИН-483) и V1 м. к. г. 8960±60 л. н. (ГИН-96) свидетельствуют о раннеголоценовом возрасте пойменных образований. К покровным отложениям приурочены находки I м. к. г., неолита – средневековья. На валообразных формах мезорельефа этой поверхности вскрыты раннеголоценовые эоловые отложения и сформированные на них субаэральные образования среднего и позднего голоцена, организованные в профиль бурой почвы (AY-BM-C).

Наиболее изученной в геоархеологическом плане является 9-11-метровая поверхность. Здесь на протяжении 50 м (серией шурфов и раскопов глубиной до 4 м) от бровки до тыловой части вскрыты отложения разного характера: коллювиальные выбросы, пойменные и покровные образования. Выделяется три уровня коллювиальных шлейфов. Нижний шлейф фактически служит основанием, на котором произошло формирование толщи культуросодержащих отложений мощностью до 3 м. Сам шлейф вскрыт на глубину до 1 м и прослежен

на протяжении 50 м. Он обильно насыщен крупными и мелкими обломками нижнекембрийских доломитов, погруженных в суглинистый и супесчаный материал. В тыловой части шлейфа обломки пород часто омарганцованы, мелкозем имеет ярко бурую окраску. Ближе к бровке кровля шлейфа отмыта от мелкозема и представлена в основном довольно плотно упакованными обломками нижнекембрийских пород.

Рыхлая толща отложений 9-11-м поверхности имеет двучленное строение: нижняя ее часть мощностью до 2,0-2,4 м сложена пойменным аллювием; верхняя часть мощностью 0,6-1,0 м сформирована субаэральными отложениями, образующими профиль бурой почвы. В строении аллювия прослеживается несколько пачек отложений, каждая из которых характеризуется отличительными особенностями состава, строения и свойств. Каждая пачка завершается слоем рыхло-песчаного наноса, свидетельствующего о резком повышении высоты паводка и его энергии. Нижняя (первая) пачка пойменного аллювия (горизонтально слоистая мелкопесчаная) мощностью 1,1-1,6 м накапливалась в суровых и однообразных условиях, о чем свидетельствует узкое отношение обменных Ca/Mg, практическое отсутствие следов биогенных процессов. Формирование этой пачки завершается высоким и бурным паводком, который размыл верхнюю часть отложений и оставил на ее поверхности нанос рыхлого песка мощностью 0,1-0,3 м, а в тыловой части образовался средний коллювиальный выброс. Формирование коллювиальных шлейфов спровоцировано сейсмособытиями, возраст нижнего шлейфа – более 20 тыс. л. н. (Аржанников и др., 2004), среднего – в интервале до 16 тыс. л. н. В кровле толщи по присутствию фаунистических фрагментов выделены XVIII и XVII к. г. Предположительное время накопления этой пачки аллювия – сартанский климатический минимум – средний сартан, 21-16 тыс. л. н.

Вторая пачка пойменного аллювия по особенностям сложения разделяется на две части (2а и 2б) размывом и наносом рыхлого песка. Отложения пачки 2а имеют легкосуглинистый состав, характеризуются повышенным содержанием фракции ила и мелкой пыли. Содержание карбонатов повышено до 8%, гумуса – до 0,33-0,36%. Однако отношение обменных Ca/Mg остается довольно низким (0,3-0,5), что указывает на слабое развитие биогенных процессов и почвообразования. В пачке 2а фиксируются XVI, XVIa к. г. с ^{14}C-датой XVI к. г. 15 300±800 л. н. (СОАН-4016). Отложения пачки 2б представлены переслаиванием легких суглинков и супесей. По фракционному составу и химическим свойствам (содержание карбонатов примерно 8%, гумуса 0,4%, обменных Ca/Mg 0,6) эти отложения идентичны отложениям пачки 2а. К ним приурочены XV, XVa, XIV, XIVб, XIVв и VI, V (по нумерации 2012 г.) к .г. с ^{14}C-датами: XIV к.г 11 930±230 л. н. (ГИН-5329), 11 840±75 л. н. (AA-36914), 11 800 ±55 л н. (OxA-27120); XIVб к.г 11 765±70 л. н. (AA-36951); V к. г. 11 995±45 л. н. (UCIAMS-144528), 12 090 ±60 л. н. (OxA-27123). Эту толщу отложений перекрывает последний коллювиальный шлейф, фронтальная часть которого в дальнейшем была размыта и перекрыта крупнозернистыми песками аллювиального генезиса. В тыловой части поверхности размыв полностью уничтожил отложения, включающие XV-XIV-е к. г., создав уступ высотой 0,5-0,7 м. В кровле крупнозернистых песков фиксируется XVIa к. г.

После этих катастрофических событий изменился характер осадконакопления. Пойменное осадконакопление в финале сартанского времени сменились субаэральным. Активизировалось почвообразование. Сформировалась толща покровных отложений супесчано-легкосуглинистого состава мощностью 1,2-1,5 м, возраст которой определяется финалом плейстоцена – голоценом. В эту толщу включены находки «объединенного» горизонта, I м. к. г. и культурные остатки от неолита до средневековья включительно.

Размывы, коллювиальные выбросы, динамику склоновых и аллювиальных процессов, можно соотнести с предложенной хронологией импульсных тектонических движений (Аржанников и др., 2004), чему не противоречат имеющиеся ^{14}C-даты по культурным горизонтам.

Наклонная поверхность имеет слабоволнистый рельеф и выраженные ступени на отметках 20 и 25 м. Коренные нижнекембрийские породы перекрыты склоновыми отложениями мощностью до 1 м (делювиальные суглинки с грубообломочным материалом).

В археологическом плане Усть-Белая является местом постоянного обитания с середины сартанского времени до позднего голоцена: в отложениях высокой поймы выявлено 3 к. г., 7-9-м поверхности – 15 к. г., 9-11-м поверхности – 12 к. г.

Работа выполнена в рамках гос. задания Минобрнауки РФ тема № 1433.

Список литературы:

Аржанников С. Г., Гладков А. С., Аржанникова А. В., Лунина О. В., Чипизубов А. В. Следы импульсных тектонических движений на юге Иркутского амфитеатра // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Иркутск: ИЗК СО РАН-ИрГТУ, 2004. – С.153-162.

Археология СССР. Мезолит СССР. – М.: Наука, 1989. – 352с.

Бердникова Н. Е. Геоархеологический объект Усть-Белая. Культурные комплексы // Каменный век Южного Приангарья. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. – Т. 2: Бельский геоархеологический район. – С. 113-146, 210-240.

История Сибири: Древняя Сибирь. – Л.: Наука, 1968. – Т.I. – 453 с.

Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1964. – 193 с.

Мезолит Верхнего Приангарья: Памятники Ангаро-Бельского и Ангаро-Идинского районов. – Иркутск: ИГУ, 1971. – 121 с. – Ч.I.

Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. – М.: Наука, 1972. – 334с.

Цейтлин С. М. Геология палеолита Северной Азии. – М.: Наука, 1979. – 284с.

МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МОРСКИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ

Н.А. Богданов
Институт географии РАН, Москва, Россия, nabog@inbox.ru

MODEL COASTAL DEVELOPMENT AND PATTERNS OF LOCALIZATION MARINE RARE METAL PLACERS SOUTH-EASTERN BALTIC SEA IN HOLOCENE

N.A. Bogdanov, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Успех многоцелевого использования ресурсов морских побережий во многом зависит от правильности выбора модели их развития. В отношении Юго-Восточной Балтики известны два взаимоисключающих варианта. Разногласия отсутствуют для предлиториновой стадии Пра-Балтики (11-7,5 тыс. л. н.). Ингрессионные юго-восточные аккумулятивно-лагунные берега Балтийского ледникового озера, бассейны Иольдиевого и Анцилового морей развивались в условиях относительно обособленных литодинамических систем (Павлидис, Болдырев, 1961; Болдырев, Гуделис, Кнапс, 1979; Богданов и др., 1989 и др.).

Модели развития берегов региона (м. Таран – м. Колка) в поздне- и послелиториновое время (от ~3 тыс. л. н.) выражены двумя точками зрения: ***1)*** берега и россыпная титано-циркониевая металлоносность морских наносов контролируются однонаправленным к северу единым вдольбереговым Восточно-Балтийским потоком наносов, образовавшимся во время максимума литориновой трансгрессии (Ульст, 1960; Айбулатов, Болдырев, Зенкович, 1960; Кнапс, 1966; Бойнагрян, 1966; Кирлис, 1968; Кочетков, Цаллагов, 1971; Шуйский, 1973; Болдырев, Гуделис, Кнапс, 1979; Болдырев, Зенкович, 1982; Хабидов, 1985; Болдырев и др., 1988); ***2)*** берега развиваются на фоне миграций вещества и волновой энергии в пределах относительно обособленных литодинамических систем. Индикаторами их развития и трассерами прибрежных циркуляций являются локализация и структура морских редкометалльных россыпей – остаточных концентраций тяжелых минералов на внешнем крае баров литориновых пересыпей (Богданов, 1984, 1987, 1993, 1999; Богданов и др., 1985, 1986, 1989; Жиндарев, Никифоров, Пискарева, 1988; Жиндарев, Хабидов, Щербина, 2004; Богданов, Воронцов, Морозова, 2004; Орленок, Жиндарев, Кружалин, 2004; и др.) (рис.).



Модель динамики берегов и локализации прибрежно-морских редкометалльных россыпей с элементами литологии и морфологии: Юго-Восточная Балтика, сектор побережья «Вислинская пересыпь – мыс Колка» (Богданов, 1987; Богданов и др., 1989). ***1-4*** *– элементы морфологии:* ***1*** *– подводные плато,* ***2*** *– участки повышенного количества подводных валов,* ***3*** *– крупные массивы береговых дюн,* ***4*** *– аккумуляция и низовой размыв у молов портовых сооружений;* ***5-6*** *– элементы литологии:* ***5*** *– подводные россыпи;* ***6*** *– изменение концентрации галек карбонатных пород (Юргайтис, 1970);* ***7-8*** *– ветро- и волноэнергетические характеристики:* ***7*** *– вдольбереговая составляющая прибрежного потока волновой энергии;* ***8*** *– результирующая ветров морских румбов;* ***9*** *– условные границы современных литодинамических систем побережья*

Сторонники первой из них в 1950-1960-х годах выделяли в структуре потока участки его «разгрузки», обусловившие возникновение береговых аккумулятивных форм и морских россыпей. К 1970-1980-м годам поток уже «дробился» на звенья, сегменты и «системы», но – в пределах однонаправленных, же потоков энергии и наносов. С позиций классического учения (Сафьянов, 1973; Морская…, 1980) такие манипуляции выглядят курьезно. В основе представлений – схема динамики берегов Р.Я. Кнапса (1966), построенная на искаженных параметрах ветра, по мнению В.И. Кирлиса (1968). Более точными расчетами он выделил Куршскую литодинамическую систему (м. Таран–Клайпеда). Немногим позже, В.А. Совершаев, Б.А. Попов (1982) и автор этих строк (Богданов, 1984, 1987) построили сходные схемы динамики берегов региона на основе ветроэнергетического метода расчета; выделен ряд систем, в т.ч. и Куршская. Однонаправленному транзиту наносов, в т.н. области «зарождения» единого потока, препятствуют выходы на дне многочисленных валунно-глыбовых банок и наличие мощных поперечных к берегу циркуляций вод и наносов – ячеек.

Для трассы «единого» потока должны быть характерны определенные закономерности в распределении минералогического и гранулометрического состава пляжевых песков. Крупность их «обязана» уменьшаться

«вниз» по потоку – с юга на север вдоль побережья. В самом общем виде такое явление наблюдается, но связано с различиями в литологии питающих берега отложений плейстоцена. При более детальном рассмотрении, такая изменчивость наблюдалась локально и на разных расстояниях друг от друга (Богданов и др., 1989; Agapov, Bogdanov, 1989). Зоны с аномально пониженной крупностью наносов, по сравнению со смежными участками, приурочены к литориновым пересыпям (участкам частичной «разгрузки» – с позиций потока). Показательна одна из них, расположенная в средней части Куршской пересыпи – поблизости от предполагаемой области «зарождения» потока и вмещающая подводную россыпь. Уменьшение емкости должно приводить к выпадению, прежде всего, наиболее крупных и тяжелых частиц, чего в действительности не наблюдается. Предположение, что на данном отрезке одновременно накапливались алевриты и аналогичной крупности тяжелые минералы не выдерживает критики (Волков, 1965). Напротив, в пределах этой, диагностированной нами, литодинамической системы подводная россыпь является остаточной концентрацией тяжелых минералов, образованной при глубокой унаследованной поперечной сепарации наносов с многократным их перемывом, переотложением, с частичным безвозвратным выносом в море и закреплением легких нерудных минералов в массивах береговых дюн (Богданов, 1987).

Уменьшение в наносах пляжа содержания глауконита и янтаря (объемный вес в воде близок ей по плотности: 1,2-1,8 и 0,02-0,01 г/см^3, соответственно) с удалением от источника (абразионные берега Самбийского п-ва) обязано диффузии частиц вдоль побережья. В разных количествах, в зависимости от гидродинамических условий, минералы-индикаторы трассируют амплитуду и траектории вдольбереговых перемещений водных масс. Они встречаются на пляжах, как открытого морского берега, так и в Рижском заливе.

Предполагавшаяся мощность Восточно-Балтийского потока у Клайпеды (400 тыс. м^3/год) не соответствует объему песков (6 млрд. м^3) Куршской пересыпи (Леонтьев и др.,, 1985), расчетному периоду (15 тыс. лет) и фактической продолжительности (4-5 тыс. лет) ее образования (Гринбергс и др., 1975). Расчеты и анализ условий возникновения свидетельствуют: Куршская «коса» формировалась по типу бара-пересыпи, «ядро» которой генетически связано с «коренным» островом – останцовым выступом моренной гряды. Его соединение с материком происходило наращиванием оперяющих пересыпей-кос; средняя часть пересыпи – береговой бар сформированный, как ему и «положено», при доминирующей поперечной дифференциации наносов. Массив береговых дюн сопряжен с увеличением ширины пересыпи, количества подводных валов, продуктивности прибрежных песков на фоне уменьшении их крупности. Аналогичная модель формирования характерна и для других пересыпей региона (Вислинская, Лиепайская и др.). Механизм россыпеобразования в регионе сходен с таковым в районах локализации крупнейших третичных ископаемых редкометалльных залежей Мюррей-бассейна (плиоценовые бары массива песков Loxton-Parilla, Австралия), Восточно-Европейской и Западно-Сибирской (миоценовые и олигоценовые пески) россыпных мегапровинций (Богданов, 1987; Roy et all., 2000; Патык-Кара, 2008; Лаломов, 2011).

Северный фланг «потока» (район м. Колка), декларируемый областью «разгрузки», испытывает отнюдь не увеличение размеров мыса и подводной его отмели. Длительный (с конца XIX в.) размыв сопровождается экстремальными штормами, участившимися в последние десятилетия (Береговая зона …, 2014). Наносы, направленного к северу от м. Миетрагс прибрежного потока волновой энергии, перехватываются и частично выносятся в море как на участках периодического развития мощных разрывных течений (например, у м. Бернаты), так и в зонах техногенных непропусков у молов портов (Либава, Виндава). Не обнаружено скоплений песка и у южного мола порта Клайпеда – входящего угла (по логике концепции). Наносы накапливаются у северного мола. Обособленность Куршской системы подтверждена и закономерным уменьшением концентрации галек карбонатных пород в пляжевых песках: от м. Миетрагс в сторону Клайпеды и от м. Таран к пос. Нида (Приморские…, 1908; Кирлис, 1968; Юргайтис, 1970; Богданов и др., 1989; Богданов, 1993, 1999).

В отношении подводных россыпей региона провозглашена пространственно-генетическая и динамическая их связь с потоком и ежегодный рост продуктивности залежей. Однако многолетний (1974-1986 гг.) литомониторинг наиболее крупных из них (у Вислинской и Лиепайской пересыпей) показал: содержание тяжелых минералов в толще активного слоя наносов колеблется около средних значений, соответствуя среднемноголетнему ходу штормовой активности. Вектор результирующей ветров морских румбов на данных участках направлен к берегу под углом, близким к нормали. На россыпном поле морского дна, мористее зоны подводных валов, придонные скорости, необходимые для перемещения тяжелых минералов, достигаются крайне редко. Условия для протяженных односторонних вдольбереговых их миграций отсутствуют. Сепарацию наносов определяют прибрежные циркуляционные гидро- и литодинамические ячейки (Богданов, 1987, 2008).

Очевидное несоответствие концепции единого потока фактическим данным подтверждает правомерность другой модели развития прибрежно-морского морфолитогенеза в регионе. Она основана на результатах многолетних натурных наблюдений, инструментальных измерений и лабораторных определений (1974-1991 гг.). В комплексе привлекались геолого-геоморфологический анализ, вибробурение, шурфопроходка, донное опробование, экспериментальная добыча тяжелых минералов, статическое зондирование, сейсмопрофилирование. Динамика, структура поля течений и взвесей изучались инструментально, искусственными трассерами с привлечением придонных наносоуловителей. Рассчитаны волновые энергетические характеристики.

По совокупности данных выделены четыре относительно обособленные литодинамические системы: ***1)*** Вислинская, ***2)*** Куршская, ***3)*** Литовская (Клайпеда-Миетрагс), ***4)*** Латвийская (Миетрагс-Колкасрагс). Обмен наносами, особенно рудными минералами, между литодинамическими системами южной и северной частей региона затруднен (рисунок).

Теоретически и экспериментально обоснован ряд положений модели: ***а)*** унаследованная седиментация на лагунных участках берегов древних ингрессионных заливов шла за счет поперечного поступления наносов с

прилегавших областей дна; двухсторонние миграции перераспределяли материал внутри древних заливов (в меньшей степени между ними); ***б)*** современная вдольбереговая миграция вещества и энергии происходит пилообразно и обусловлена особенностями литологии коренных пород, рельефом дна, прибрежными циркуляционными ячейками; ***в)*** циркуляции затрудняют вдольбереговой обмен наносами между смежными отрезками берега, даже при однонаправленном положении энергетического вектора; ***г)*** поперечные миграции наиболее интенсивны и устойчивы на абразионных берегах; ***д)*** возникновение единого потока наносов в регионе исключается.

В целом, осадконакопление в голоцене контролировалось абразионно-аккумулятивной деятельностью волноприбойной зоны в условиях многократных осцилляций уровня моря. Колебания охватывали преимущественный диапазон глубин 5-20 м (Павлидис,1961; Долуханов, 1974). Так, береговая черта Вислинской пересыпи в период новейшей регрессии, во времена викингов, проходила на 0,7-1 км мористее современной – на глубинах ~H=7-10 м, где в настоящее время локализуется наиболее продуктивная зона подводной россыпи (Богданов, 1987; Орленок, Жиндарев, Кружалин, 2004).

Локализация россыпей слоя волновой переработки – один из важнейших диагностических признаков областей длительной унаследованной аккумуляции и глубокой поперечной сепарации наносов. «Азональное» измельчение песков приурочено к барам – «ядрам» литориновых пересыпей. В наносах внешнего их края заключены и наиболее крупные очаги остаточных концентраций тяжелых минералов. Залежи трассируют зоны устойчивого выноса на пляж, переотложения в береговых дюнах и штормовых потерь в море легких кварцевых песков. Массивы дюн и ритмиты в западинах и карманах валунно-глыбового бенча рассматриваются нами как «хвосты», а россыпи – как «промпродукт», образованные при совместном воздействии волнового и эолового факторов.

Таким образом, современные литодинамические системы стали обширнее древних. Особенности экспозиции береговой линии по отношению к энергетической равнодействующей, рельеф дна и дефицит обломочного материала не позволили сформироваться единому Восточно-Балтийскому потоку наносов. Правильность модели развития берегов региона и росыпеобразования в голоцене по типу расширения древних относительно обособленных литодинамических систем надежно обоснована расчетными и фактическими данными. Модель, в основных чертах созданная в середине 1980-х годов, предвосхитила современные представления о формировании третичных ископаемых залежей данного типа в пределах крупнейших в мире россыпных мегапровинций.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ДЕТАЛЬНОЙ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Н.С. Болиховская

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, nbolikh@geogr.msu.ru

PALYNOLOGICAL ASPECTS OF THE PROBLEM OF DETAILED CLIMATOSTRATIGRAPHY AND AGE ESTIMATES OF PLEISTOCENE SEDIMENTS

N.S. Bolikhovskaya, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Трудности решения проблемы детального климатостратиграфического расчленения, определения возраста и корреляции межледниковых и ледниковых/холодных этапов, осуществляемых для целей составления корректной климатостратиграфической схемы на основании палинологических записей, состоит в том, что реконструкции динамики и последовательности изменений растительности и климата всего неоплейстоцена выполняются большей частью по палинологическим материалам далеко удаленных друг от друга разрезов, толщи которых характеризуют или одну межледниковую эпоху, или один межледниково-ледниковый цикл или, реже, звено плейстоцена.

В связи с этим в исследованиях, посвященных климатостратиграфии и корреляции палеоклиматических событий неоплейстоцена, нами основное внимание было уделено детальному палинологическому изучению разрезов, в которых новейшие отложения представлены почти в полном объеме и охарактеризованы всем комплексом палеогеографических (палеогеоморфологических, литологических, палеопочвенных, палеомагнитных, палеоботанических, палеофаунистических, радиоуглеродных и др.) данных. Автором были получены палинологические данные по опорным разрезам Восточно-Европейской равнины (районы Верхней Оки, Верхнего Дона, Среднего Днепра, Среднего Днестра, Нижнего Прута, Средней Кумы и Северо-Восточного Приазовья), Средней Азии (Таджикской депрессии и Приташкентского района), севера Западной Сибири (п-ова Ямал и Гыдан), Приморья (котловина оз. Ханка), Сахалина (Поронайская депрессия) и др. Наиболее перспективными объектами для решения вопросов климатостратиграфии и корреляции палеоклиматических событий континентального плейстоцена стали опорные разрезы Восточно-Европейской равнины – Лихвин, Араповичи, Стрелица, Отказное, Молодова и другие (Болиховская, 1995). Располагаясь в зоне развития максимальных (донского, окского и днепровского) покровных оледенений и во внеледниковой зоне, они содержат важнейшие палеогеографические реперы – стратотипические и парастратотипические межледниковые (лихвинский, чекалинский, мучкапский и др.) горизонты межрегиональной шкалы плейстоцена и ископаемые почвы, морены (или другие генерации) различных оледенений и коррелятные им лёссовые горизонты, имеют хроностратиграфические дан-

ные по фаунам мелких млекопитающих и положению палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес, датированной ~780 тыс. л. н.

В климатостратиграфической трактовке полученных палинологических данных мы в первую очередь опирались на критерии, сформулированные в классических работах В.П. Гричука (1960, 1961, 1989 и мн. др.), заложившего в нашей стране основы стратиграфической, палеогеографической и палеоклиматической интерпретации результатов палинологического анализа кайнозойских отложений. Обобщение результатов детального палинологического анализа и мультидисциплинарного палеогеографического исследования опорных разрезов новейших отложений Северо-Среднерусской, Деснинско-Днепровской, Окско-Донской, Днестровско-Прутской, Северо-Приазовской, Восточно-Предкавказской и других восточно-европейских областей позволило использовать обширный комплекс историко-флористических и палеофитоценотических критериев для их дробного климатостратиграфического расчленения и определения возраста содержащихся в них межледниковых и перигляциальных палинофлор, реконструкции сукцессионных фаз в развитии растительности почти непрерывного ряда глобальных климатических ритмов разного ранга (Болиховская, 1995, 2007). Всей совокупностью полученных палеогеографических данных выявлено существование в неоплейстоцене весьма сложной межледниково-ледниковой климаторитмики. Установлено, что изменения природной среды Восточно-Европейской равнины на протяжении неоплейстоцена (в пределах хрона Брюнес) были обусловлены сменами 15 глобальных климатических событий: 8 межледниковий, включая голоцен, и 7 разделяющих их оледенений или похолоданий ледникового ранга. Эти результаты составили палино-климатостратиграфическую основу климатохроностратиграфической схемы неоплейстоцена Северной Евразии, разработанной автором совместно с А.Н. Молодьковым (Молодьков, Болиховская, 2011; Molodkov, Bolikhovskaya, 2010).

Благодаря результатам детального палинологического изучения наиболее полных разрезов неоплейстоцена, климатические ритмы ледникового и межледникового ранга подразделены на более дробные климатостратиграфические единицы.

В ледниковых климатических ритмах выделены криогигротические и криоксеротические стадии, стадиалы, межстадиалы и межфазиалы. Согласно палинологическим данным, каждый ледниковый климатический ритм подразделялся на две стадии – криогигротическую и криоксеротическую, внутри которых чередовались разные по суровости климата и продолжительности холодные интервалы (стадиалы) и относительные потепления климата (межстадиалы и межфазиалы).

Палинологические записи отражают значительные колебания климата на протяжении всех реконструированных межледниковых эпох неоплейстоцена. В межледниковых климатических ритмах четко фиксируются эндотермальные похолодания, термоксеротические и термогигротические стадии.

Поясним, что названия стадий межледникового (или ледникового) климатического ритма не являются собственно характеристикой их климата. В частности, определение «термоксеротическая стадия межледниковья» не всегда означает, что климат исследуемого района в этот период был теплым и сухим, а словосочетание «термогигротическая стадия» не всегда говорит о теплом и влажном климате. Этими терминами (как и терминами «криогигротическая и криоксеротическая стадии»), определяют не конкретную климатическую обстановку, а важную закономерность изменения климата на протяжении каждого межледниковья (или ледниковья) плейстоцена – неоднородность климатических условий внутри ритмов, в первую очередь, выраженную их разделением на две стадии. Эта закономерность впервые была установлена М.П. Гричук и В.П. Гричуком [1960] на основании результатов анализа палеоботанических материалов по межледниковым и ледниковым отложениям ряда термохронов и криохронов Европы, Сибири и Дальнего Востока и подтверждена нашими данными для всех реконструированных межледниковых и ледниковых ритмов.

Рассмотрим особенность стадий межледниковых климатических ритмов. Во всех случаях, независимо от того, какими зональными типами или формациями (лесными, лесостепными, степными и т.д.) были представлены сукцессии межледниковой растительности, прослеживается следующая закономерность: всегда первая – термоксеротическая – стадия каждого межледникового ритма характеризовалась сменами фитоценозов, требовавших меньшую влагообеспеченность, чем фитоценозы второй – термогигротической – стадии этого же межледниковья. Климато-фитоценотические особенности обеих стадий межледниковых климатических ритмов были обусловлены географическим положением и историей палеогеографического развития исследуемого района, возрастом анализируемого межледниковья и т.д. Поэтому одна и та же межледниковая эпоха могла характеризоваться в одном районе сукцессиями только широколиственно-лесной растительности, в другом – лесостепной и широколиственно-лесной растительности, а в третьем – степной и лесостепной растительности. Соответственно, климат термоксеротической стадии в одном районе мог быть значительно более влажным, чем климат термогигротической стадии в другом районе. Или другой пример. В одном и том же страторайоне периоду развития растительности лихвинского межледниковья были свойственны сукцессии только степных ценозов, а предшествующее мучкапское межледниковье характеризовалось сукцессиями влаголюбивых широколиственно-лесных сообществ. Как видим, термогигротическая стадия одного, полностью степного межледниковья имела более сухой климат, чем термоксеротическая стадия другого межледниковья, на протяжении которого всегда господствовали влаголюбивые леса. Однако во всех случаях термоксеротической стадии каждого межледниковья была свойственна растительность, требовавшая меньшую влагообеспеченность, чем растительность термогигротической стадии этого же межледниковья. Если проанализировать смены перигляциальных фитоценозов на протяжении полных ледниковых ритмов, то увидим, что для растительности первой (криогигротической) стадии всегда свойственна большая влагообеспеченность, чем для растительности второй (криоксеротической) стадии.

Важнейшей особенностью межледниковой климаторитмики являются внутримежледниковые (эндотермальные) похолодания. Эндотермальные похолодания с той или иной степенью выразительности нашли отражение в палиноспектрах большинства межледниковий, охарактеризованных нами по разрезам центра и южной половины Восточно-Европейской равнины. В зависимости от климатических особенностей различных межледниковий и зональной принадлежности фитоценотических смен, происходивших на протяжении межледниковых эпох, эти интервалы характеризуются сокращением участия или полным исчезновением в растительном покрове термофильных растений. Внутримежледниковые похолодания наиболее наглядно выражены на кривых суммарного содержания пыльцы широколиственных пород и других теплолюбивых растений, представленных на палинологических диаграммах, а также на графиках климато-фитоценотических сукцессий.

Эндотермалы, разделявшие термоксеротическую и термогигротическую стадии межледниковых ритмов, по нашим данным, имели гремячьевское, мучкапское, лихвинское s.str., чекалинское, черепетьское и микулинское межледниковья. В реконструированном по данным разреза Араповичи ходе изменений растительности микулинского межледникового ритма четко фиксируются два эндотермала – один также между стадиями климатического ритма, другой в первой половине межледниковья. Кривая суммы термофильных таксонов лихвинского межледниковья, подробно охарактеризованного нами в стратотипическом Лихвинском разрезе, позволяет сделать заключение о четырех эндотермальных похолоданиях на протяжении этого самого длительного термохрона неоплейстоцена.

Наибольшую ценность для климатостратиграфии и корреляции палеоклиматических событий плейстоцена имеют палинологические данные, полученные по разрезам, обеспеченным большой серией абсолютных датировок.

Так, палинологические данные, полученные по двум дублирующим и дополняющим друг друга хронологически близким профилям лагунно-озерных отложений опорного разреза Вока (на юго-восточном побережье Финского залива), накопление которых, согласно ИК-ОСЛ датированию, происходило в интервалах от ~94 до 70 тыс. лет (для профиля с глубоководной фацией осадков) и от ~96 до 73 тыс. лет (для профиля с более мелководной фацией осадков), однозначно указывают на их формирование в условиях межледникового климата, и, следовательно, на межледниковый ранг палеоклиматических событий, коррелируемых с морскими изотопными подстадиями МИС 5b – 5a (Болиховская, Молодьков, 2013; Bolikhovskaya, Molodkov, 2014). Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует, что отложения в интервале от ~96 до 70 тыс. лет отвечают стандартным микулинским палинозонам М6, М7, М8, т.е. накапливались во вторую половину последнего межледниковья. О межледниковых климатических условиях и геологическом возрасте осадков наглядно свидетельствует присутствие в автохтонном комплексе пыльцы характерных таксонов микулинской дендрофлоры (*Juglans regia, Carpinus betulus, Tilia cordata, T. tomentosa, T.* cf. *dasystyla*, *Quercus robur, Q. petraea, Corylus avellana, Alnus glutinosa, A. incana* и др.). Полученные палинологические записи и ИК-ОСЛ датировки поздненеоплейстоценового разреза Вока не подтверждают представление подавляющего числа исследователей, относящих к микулинской (эемской) межледниковой эпохе только подстадию МИС 5e, и позволяют сделать вывод о значительно большей продолжительности последнего межледниковья, чем ~ 13-15 тыс. лет.

Список литературы:

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 270 с.

Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2007. – Т. 4. – №32. – С. 2–28.

Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Ландшафтно-климатические особенности, хронология и корреляция теплых и холодных интервалов периода от 100 до 30 тыс. л. н. по данным палинологического и ИК-ОСЛ анализов опорного разреза Вока (юго-восточное побережье Финского залива) // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сборник статей. – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. С. 75–77.

Гричук В. П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов // Хронология и климаты четвертичного периода. – М.: Изд. АН СССР, 1960. – С. 27–35.

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 25–71.

Гричук В. П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. – М: Наука, 1989. – 183 с.

Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – С. 66–100.

Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии (по данным палинологического, ЭПР и ИК-ОСЛ анализов отложений) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. Сборник научных статей. Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения 2010 года». – М.: Географический факультет МГУ, 2011. – С. 44–77.

Bolikhovskaya N.S. The Pleistocene and Holocene of the North-Western Caspian Sea Region: climatostratigraphy, correlation and palaeoenvironments // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. – 2011. – № 1. – P. 3–30.

Bolikhovskaya N.S., Molodkov A.N. Chronology and climatic peculiarities of the period between ca. 94 and 70 ka (MIS 5b – 5a) inferred from palynological and IR-OSL analyses of the Voka reference section (south-eastern coast of the Gulf of Finland) // The Quaternary of the Urals: global trends and Pan-European Quaternary records. International conference INQUA-SEQS 2014. – Ekaterinburg, UrFU 2014. – P. 20–22.

Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S**.** Climato-chronostratigraphic framework of the Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2010. – Vol. 59. – № 1. – P. 49–62.

ПАЛИНОКЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРЫ ТРЛИЦА (НА СЕВЕРЕ ЧЕРНОГОРИИ)

Н.С. Болиховская[1], М.В. Шуньков[2]
[1]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,* nbolikh@geogr.msu.ru
[2]*Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия,* shunkov@archaeology.nsc.ru

THE PALINOCLIMATOSTRATIGRAPHY OF THE PLEISTOCENE DEPOSITS IN THE TRLITSA CAVE (NORTHERN MONTENEGRO)

N.S. Bolikhovskaya, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
M.V. Shunkov, Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

Специалистами ИАЭТ СО РАН и Центра археологических исследований Черногории в рамках изучения древнейших эпох плейстоцена горных территорий с 2010 года проводятся комплексные исследования отложений пещеры Трлица (43˚20′38″ с.ш., 19˚23′00.2″ в.д.), расположенной в 2,5 км юго-восточнее г. Плевля на склоне межгорной депрессии на высоте 925 м над уровнем моря (Деревянко и др., 2011). По результатам геоморфологического, литологического и палеофаунистического анализов было установлено, что вскрытый в карстовой полости разрез рыхлых отложений, в котором выделено 12 литологических слоев общей мощностью до 5,5 м, представляет собой три фациально-генетические пачки ранне-среднеплейстоценовых осадков. Период их образования, судя по литологическим признакам и палеонтологическим данным, характеризовался несколькими, скорее всего, продолжительными седиментационными перерывами. Накопление осадков нижней пачки (слои 11 и 12, общей мощностью до 1,5 м) происходило в субаквальной обстановке, что подтверждено присутствием в них пресноводных зеленых водорослей родов *Botryococcus* и *Pediastrum*. Средняя толща (слои 5–10) формировалась преимущественно делювиально-пролювиальными процессами. Верхняя пачка (слои 1–4), как показали результаты полевых исследований и состав изученных палиноморф, представлена почвенно-осадочным красноцветным комплексом мощностью ~1,5 м. А.К. Агаджаняном изучена представительная коллекция определимых костей мелкой териофауны и крупных животных из отложений слоев 5-11 и выделены два фаунистических комплекса. Фауна слоев 5.1., 5.2. и 6, обитавшая в условиях относительно теплого и сухого климата и значительного развития широколиственных лесов, по своему эволюционному уровню отвечает первой половине среднего плейстоцена. Фаунистический комплекс слоев 10 и 11, датируемый А.К. Агаджаняном первой половиной раннего плейстоцена (хронологическим интервалом ~ 1,8 – 1,4 млн. лет), существовал, судя по микротериофауне, в более холодных условиях.

Полноценное палинологическое изучение плейстоценовых разрезов Черногории ранее не проводилось (Argant, Dimitrijević, 2007). Палинологический анализ 39 образцов отложений пещеры Трлицы, характеризующих все слои разреза, выявил в большинстве из них низкую концентрацию пыльцы и спор. В связи с этим нами для получения статистически обоснованных данных применялось многократное выделение микроостатков из новых порций породы. Репрезентативные спорово-пыльцевые спектры позволили охарактеризовать ландшафтно-климатические условия образования горизонтов изученной толщи и выполнить её климатостратиграфическое расчленение.

Список таксономического состава палинофлоры слоев 1-12 составляют около 100 видов, родов и семейств древесно-кустарниковых, травяно-кустарничковых и высших споровых растений. Присутствие пыльцы субтропических и умеренных неогеновых реликтов – *Cathaya* sp., *Podocarpus* sp., *Keteleeria* sp., *Tsuga* spp., *Cedrus* sp., *Parrotia persica*, *Celtis* sp., родов Taxodiaceae (cf. *Taxodium*, cf. *Sciadopitys*, *Cryptomeria japonica*), Cupressaceae и др., являющихся показательными компонентами межледниковых флор раннего и первой половины среднего плейстоцена разрезов Средиземноморского историко-флористического региона, подтвердило вывод о ранне-среднеплейстоценовом возрасте отложений Трлицы.

Рассматривая хронологию появления, расцвета и исчезновения экзотических таксонов в плейстоценовых флорах разрезов Средиземноморья, палинологи отмечают многообразие региональных и локальных особенностей этих процессов (Suc, Popescu, 2005; Popescu et al., 2010; Bolikhovskaya, 2011; Manzi et al., 2011; мн. др.). В целом для ранне-среднеплейстоценовых межледниковий центральной части Средиземноморской области (разрезы Италии, Греции) было свойственно господство широколиственных и хвойно-широколиственных лесов с субтропическими элементами, переходным периодам отвечали фазы темнохвойных пород (с участием тсуги, кедра и других экзотов). Климатическим ритмам ледникового ранга здесь соответствовали фазы расширения степных и травянистых элементов (полыни *Artemisia*, амарантовых Amaranthaceae, маревых Chenopodiaceae и др.) в холодных и сухих условиях, а также развития хвойных лесов среднегорного и высокогорного типа при похолоданиях и увлажнениях (Joannin et al., 2007).

Согласно полученным нами палинологическим данным, на протяжении всего периода формирования отложений Трлицы в окрестностях пещеры преобладали лесные сообщества. В теплые этапы доминировали хвойно-широколиственные леса, а во время похолоданий – хвойные с незначительной примесью широколиственных пород или чистые хвойные леса. Трем зафиксированным (на данном этапе исследований) периодам относительных похолоданий отвечают интервалы накопления отложений слоя 12, верхней части слоя 9 – нижней части слоя 8, а также верхней части слоя 5.1. (подслоя 5.1А.), обильно насыщенной десквамированными обломками коренных пород. Слой 12 формировался сначала в фазу господства пихтово-елово-кедровых (*Abies* sp., *Picea* sect. *Picea*, *Pinus* subgen. *Haploxylon*) и сосновых (*Pinus sylvestris*) лесов с обильным кустарниковым яру-

сом из можжевельника (*Juniperus* spp). Затем относительное потепление привело к появлению в составе древостоев сосны сербской *Picea* sect. *Omorica*, тсуги *Tsuga* type *piccolo*, бука, дуба и лещины. Первый теплый этап, отвечающий накоплению 9 (нижняя часть) – 11 слоев, характеризовался преимущественным развитием в исследуемом районе хвойно-широколиственных лесов с преобладанием ели, кедровидных сосен, граба обыкновенного *Carpinus betulus*, граба восточного *Carpinus orientalis* и липы *Tilia* cf. *cordata*, *Tilia* cf. *platyphyllos*, при участии бука *Fagus sylvatica*, дуба, хмелеграба *Ostrya* sp., ольхи, лещины, шелковицы и др. О значительной древности отложений свидетельствует участие в палинофлоре пыльцы ныне вымерших реликтов мелового и неогенового времени – вечнозеленых хвойных деревьев *Cathaya* sp. и *Keteleeria* sp., произрастающих ныне в юго-восточной Азии. Климато-фитоценотическую обстановку второго похолодания (верхи слоя 9 и низы слоя 8) отражает доминирование пихтово-кедрово-еловых лесов. При накоплении слоя 7 в условиях умеренно-теплого климата преобладали елово-сосново-широколиственные леса (липово-дубово-грабовые из *Quercus* sp., *Quercus* cf. *ilex*, *Carpinus betulus*, *Tilia* cf. *cordata*) с лещиной *Corylus avellana* и шелковицей *Morus* sp. в подлеске и участками грабинниковых, березовых и ольховых древостоев. Весьма разнообразен состав хвойных (*Picea* sect. *Picea*, *Pinus* sect. *Cembra*, *P*. sect. *Strobus*, *P*. s.g. *Diploxylon*, *Pinus sylvestris*, *Juniperus* spp.).

В теплый этап формирования слоев 5 и 6(?) (охристые суглинки общей мощностью ~130 см), сопоставляемый нами с первым межледниковьем эпохи Брюнес (МИС 19), на большей части прилегающей территории в условиях теплого и относительно сухого климата произрастали редкостойные широколиственные и хвойно-широколиственные леса. Ассоциации широколиственных пород составляли, главным образом, представители ксерофитной горной флоры (*Ostrya* sp., *Carpinus orientalis*, *Celtis* sp., *Tilia argentea* и др.), а также *Quercus* sp., *Carpinus betulus*, *Corylus avellana*, *Corylus* sp., *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Alnus glutinosa*. В составе хвойных древостоев преобладали сосны (*Pinus* s.g. *Haploxylon*, *Pinus* sect. *Cembra*, *Pinus* s.g. *Diploxylon*, *P. sylvestris*), постоянно присутствовали Cupressaceae, *Picea* sect. *Omorica*, *Picea* sect. *Picea* и *Abies* sp. Не исключено участие субтропических хвойных экзотов – *Cathaya* и *Podocarpus*. О наличии экотопов с увлажненными почвами свидетельствуют находки пыльцы *Parrotia persica*, произрастающей ныне в теплом и влажном субтропической климате по берегам водоемов, в ущельях на сильно увлажнённых почвах. В петрофитно-степных биотопах преобладали Chenopodiaceae, полыни (в том числе *Artemisia* s.g. *Seriphidium*), лилейные Liliaceae, астровые Asteraceae).

Третье похолодание (подслой 5.1А.) было выражено исчезновением из состава лесов субтропических тепло-влаголюбивых хвойных и широколиственных пород.

На данном этапе палиностратиграфических исследований с определенной долей уверенности можно утверждать, что основное осадконакопление в пещере (слои 1-4) завершилось в теплую эпоху среднего плейстоцена, отвечающую интергляциалу Noordbergum (Interglacial IV, Voigtstedt, Ferdynandowian) западноевропейской шкалы и мучкапскому межледниковью схемы Европейской России, абсолютный возраст которого определяется ЭПР кластером ~ 610–536 тыс. л. н. (Molodkov, Bolikhovskaya, 2010). Верхний красноцветный почвенно-осадочный комплекс характеризует самая богатая по составу таксонов и участию неогеновых реликтов флора. В теплом и влажном климате господствовали субтропические широколиственно-хвойные леса, в которых эдификаторами выступали сосны (и кедровидные – *Pinus* sect. *Cembra*, *Pinus* sect. *Strobus*, и светлохвойные), а также реликты неогеновых хвойных пород (*Cathaya* sp., *Podocarpus* sp., *Keteleeria* sp., *Cedrus* sp., *Cupressus* spp. и др.). Обильной была широколиственная дендрофлора (*Parrotia persica*, *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Quercus ilex*, *Quercus pubescens*, *Carpinus betulus*, *Carpinus orientalis*, *Carpinus* sp., *Ostrya* cf. *carpinifolia*, *Corylus avellana*, *Corylus* sp., *Tilia* sp., *Tilia cordata*, *Tilia argentea*, *Celtis* sp., *Ulmus* sp., cf. *Pistacia* и др.).

Выполненные нами исследования показали перспективность отложений Трлицы в получении палинологической информации для климатостратиграфии и реконструкции природных обстановок раннего и среднего плейстоцена Балканского п-ова.

Список литературы:

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Булатович Л., Агаджанян А.К., Вислобокова И.А., Ульянов В.А., Анойкин А.А., Меденица И. Исследования в пещере Трлица на севере Черногории // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2011. – Том XVII. – С. 44-47.

Argant J., Dimitrijević V. Pollen analyses of Pleistocene hyaena coprolites from Montenegro and Serbia // Annales geologiques de la peninsule Balkanique. – 2007. – № 68. – P. 63-80.

Bolikhovskaya N.S. The Pleistocene and Holocene of the North-Western Caspian Sea Region: climatostratigraphy, correlation and palaeoenvironments // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. – 2011. – № 1. – P. 3-30.

Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S**.** Climato-chronostratigraphic framework of the Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2010. – Vol. 59. – № 1. – P. 49-62.

Joannin S., Quillévéré F., Suc J.-P., Lécuyer C., Martineau F. Early Pleistocene climate changes in the central Mediterranean region as inferred from integrated pollen and planktonic foraminiferal stable isotope analyses // Quaternary Research. – 2007. – Vol. 67. – P. 264–274.

Manzi G., Magri D., Palombo M.R. Early–Middle Pleistocene environmental changes and human evolution in the Italian peninsula // Quaternary Science Reviews. (Early Human Evolution in the Western Palaearctic: Ecological Scenarios). – 2011. – Vol. 30. Issues 11–12. – P. 1420–1438.

Popescu S.-M., Biltekin D., Winter H., Suc J.-P., Melinte-Dobrinescu M.C., Klotz S., Combourieu-Nebout N., Rabineau M., Clauzon G., Deaconu F. Pliocene and Lower Pleistocene vegetation and climate changes at the European scale: Long pollen records and climatostratigraphy // Quaternary International. – 2010. – Vol. 219. – P. 152–167.

Suc J.-P., Popescu S.-M. Pollen records and climatic cycles in the North Mediterranean region since 2.7 Ma // Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence. Special Publication-Geological Society of London. – 2005. – Vol. 247. – P. 147-157.

О КОЛИЧЕСТВЕ ЛЕДНИКОВЫХ ЦИКЛОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫХ В РАЗРЕЗАХ ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ХРОНА БРЮНЕС

В.А. Большаков
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
vabolshakov@mail.ru

ON THE QUANTITY OF ICE AGE CYCLES DETERMINED IN THE CHRON BRUNHES LOESS FORMATION OUTCROPS

V.A. Bol'shakov, M.V. Lomonosov' Moscow State University, Moscow, Russia

Проблема геологической корреляции глубоководных и континентальных отложений плейстоцена сохраняет свою актуальность. Одним из дискуссионных вопросов является разное количество циклов оледенение-межледниковье, выделяемых в интервале хрона Брюнес в глубоководных осадках и разрезах лёссовой формации. При этом изотопно-кислородная (ИК) шкала глубоководных отложений обычно используется как эталон в многочисленных климатостратиграфических схемах. Например, Кукла (Kukla, 1977) писал: «В целом изотопная запись глубоководных колонок даёт наиболее точную (на настоящее время) информацию о климатах плейстоцена, уникальную по своей непрерывности и глобальности. Надёжность любой другой климатостратиграфической схемы плейстоцена должна быть проверена посредством сравнения с глубоководной записью». Впрочем, некоторая безапелляционность утверждения Г. Куклы опровергается им же самим в более поздней статье (Kukla, 2005), где он пытается показать, что даты оледенений, определяемые инсоляционной кривой Миланковича, подтверждаются ИК записями. Необоснованность такого утверждения очевидна, исходя из общеизвестного факта о невозможности объяснения, в рамках теории Миланковича, преобладания 100-тысячелетних ледниковых циклов в ИК записях для последних 1,24 млн. лет. Также вызывает недоумение использование Куклой расчётов Миланковича, поскольку более поздние и более точные расчёты других авторов, использовавших уточнённые данные о массах планет и их орбитах, не подтвердили полученную им хронологию оледенений. Последнее обстоятельство привело К.К. Маркова (Марков, Величко, 1967) к отказу от теории Миланковича.

Тем не менее, сама суть ИК кривой, отражающей колебания *глобального* объёма льда и температуры (Dansgaard, Tauber, 1969; Большаков, 2003) соответствует её «эталонному» значению. (Оговорюсь здесь, что «эталон» в данном случае следует использовать как инструмент не для подгонки, а для сопоставления и выявления особенностей различных палеоклиматических записей). Вывод об «эталонности» подтверждается и сравнением глобально осредненной по 57 глубоководным колонкам ИК записи LR04 (Lisiecki, Raymo, 2005) с наиболее известными палеоклиматическими записями: а) по ледовым кернам расположенной в высоких широтах Южного полушария Антарктиды и б) по донным осадкам расположенного в умеренных широтах Северного полушария озера Байкал (см. рисунок). Их сходство в отражении главных климатических колебаний оледенение-межледниковье в интервале хрона Брюнес очевидно. Отсюда следует, что ИК запись отражает *глобальные* климатические колебания в циклах оледенение-межледниковье. Значит, в представительных палеоклиматических записях хрона Брюнес должно выделяться 8 полных ледниковых циклов, начиная с межледниковья, соответствующего морской изотопной стадии (МИС) 19 и заканчивая межледниковьем голоцена, МИС 1.

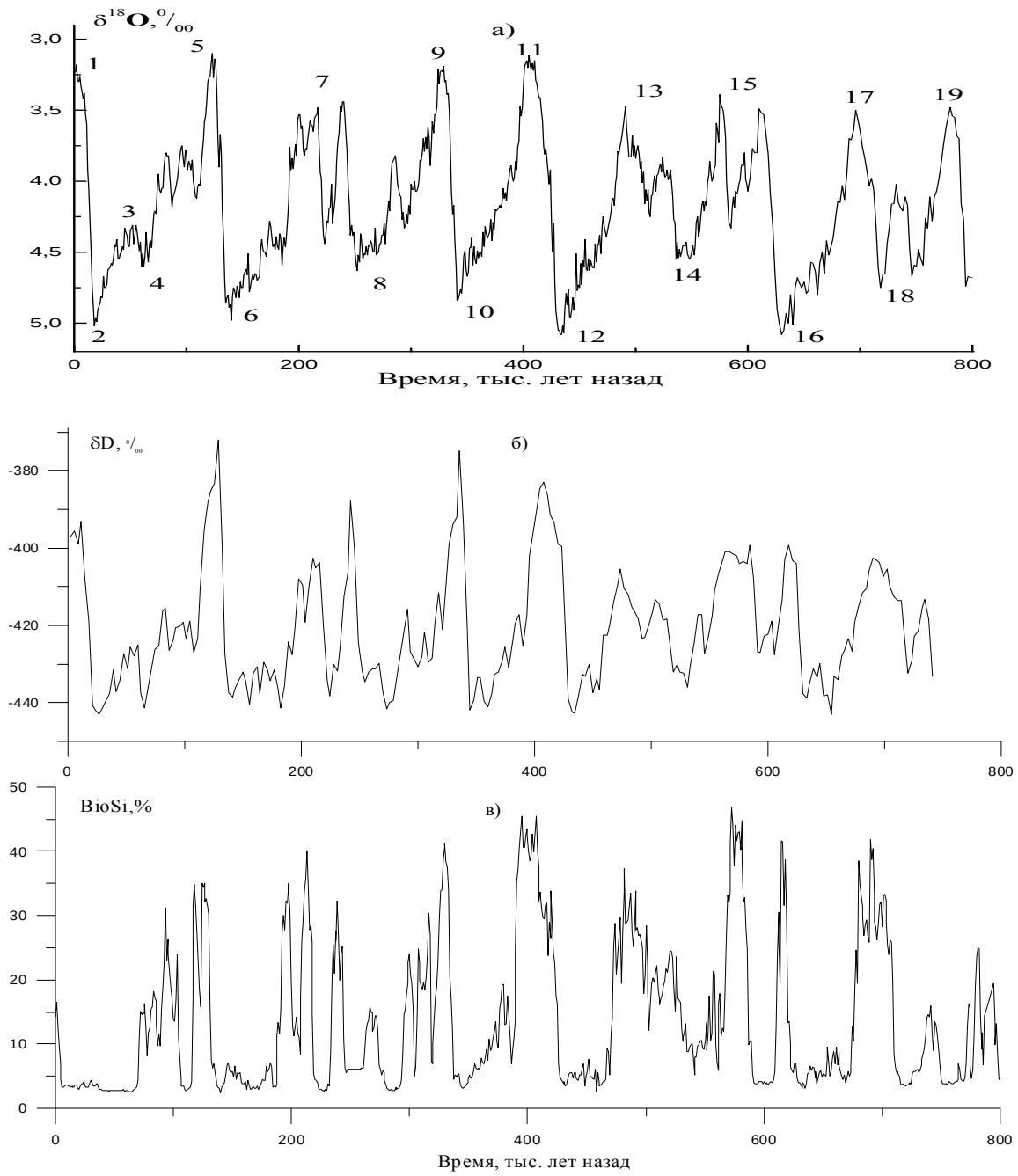
Однако, обращение к палеоклиматическим данным, полученным по широко представленным отложениям лёссовой формации, часто не подтверждает заключения о наличии 8 ледниковых циклов в хроне Брюнес. В чём причина такого несоответствия? При исследовании этого вопроса представляется разумным исходить из анализа возможно более полных, *единых* лёссовых разрезов всего хрона Брюнес. Это обусловлено тем, что составные схемы, полученные по удалённым друг от друга разрезам какого-либо региона, представляющим часто отдельные временные (стратиграфические) интервалы хрона Брюнес, содержат в себе самостоятельную, часто непростую, проблему корреляции этих отдельных разрезов между собой. Чем больше полных разрезов в изучаемом регионе, тем более достоверной представляется получаемая климатостратиграфическая схема.

Исходя из представленных соображений, были проанализированы, на предмет определения количества циклов оледенение-межледниковье в хроне Брюнес, палеоклиматические схемы по разрезам лёссовой формации различных регионов: Лессового плато Китая, Верхнего Приобья в Западной Сибири, Таджикистана (Средняя Азия), европейской части России. Несколько неожиданным выводом проведённого анализа оказалось заключение о том, что для всех указанных регионов имеет место проблема корректного определения положения палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес (М-Б) в разрезах. Кроме этого, во многих случаях имеет место проблема климатостратиграфического несоответствия положения этой инверсии (Большаков, 2004). Поскольку положение инверсии М-Б в разрезах часто не определено однозначно, количество ледниковых циклов в хроне Брюнес также будет неопределённым. Их количество изменяется в основном от семи до девяти. Проведённое исследование показало, что наиболее вероятными причинами несовпадений количества выделенных в конкретных климатостратиграфических схемах (разрезах лессовой формации) циклов межледниковье-оледенение хрона Брюнес с указанным наиболее вероятным их числом, (8), могут быть следующие причины (Большаков, 2015, в печати):

1) неполнота геологической летописи;

2) неточное определение положения палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес в разрезе;

3) некорректное определение климатического ранга соответствующих похолоданий-потеплений (оледенений-межледниковий).



Сопоставление палеоклиматических записей: а) глобально осредненной изотопно-кислородной (ИК) записи LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005); б) δD записи по ледовому керну антарктической станции Dome C (EPICA …, 2004); в) байкальской записи биогенного кремнезёма (Williams et al., 1997). Цифры у ИК-кривой – номера морских изотопных стадий (МИС).

Очевидно, только при исключении всех этих причин возможных разногласий можно говорить о причинах несходства (или об особенностях) палеоклиматических записей хрона Брюнес в лёссово-почвенных и глубоководных отложениях, а также подвергать сомнению адекватность тех или иных записей циклов оледенение-межледниковье.

Список литературы:

Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата.- М.: МГУ, 2003. 256 с

Большаков В.А. Определение климатостратиграфического положения инверсии Матуяма–Брюнес в отложениях лёссовой формации как комплексная проблема наук о Земле // Физика Земли. -2004.- № 12. -С. 58-76.

Большаков В.А. О соотношении количества ледниковых циклов хрона Брюнес, выделяемых в глубоководных и континентальных разрезах. 2015, в печати.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период (ледниковый период – антропогеновый период). Т. III. -М.: Недра.1967. -440с.

Dansgaard, W., Tauber, H. Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures // Science, -1969. -V. 166. -P. 499-502

EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature. -2004. -V. 429. P. -623-628.

Kukla, G. Pleistocene land-sea correlations. I. Europe.// Earth-Sci. Rev. -1977. -V. 13, P. -307-374.
Kukla, G. Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch dating // Quat. Sci. Revs -2005. -V. 24 P. -1573-1583
Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // Paleoceanography. -2005. -V. 20. PA 1003, doi: 10.1029/2004PA001071
Williams D.F., Peck J., Karabanov E.V. et al. Lake Baikal record of continental climate response to orbital insolation during the past 5 million years // Science. -1997. -V. 278. -P. 1114-1117

ЭВОЛЮЦИЯ И ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВЫХ ЦИКЛОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА С ПОЗИЦИЙ НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ ОРБИТАЛЬНОЙ ТЕОРИИ ПАЛЕОКЛИМАТА

В.А. Большаков
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, vabolshakov@mail.ru

EVOLUTION AND DYNAMICS OF THE PLEISTOCENE ICE AGES: THE NEW CONCEPT OF THE ORBITAL THEORY OF PALEOCLIMATE POINT OF VIEW

V.A. Bol'shakov, M.V. Lomonosov' Moscow State University, Moscow, Russia

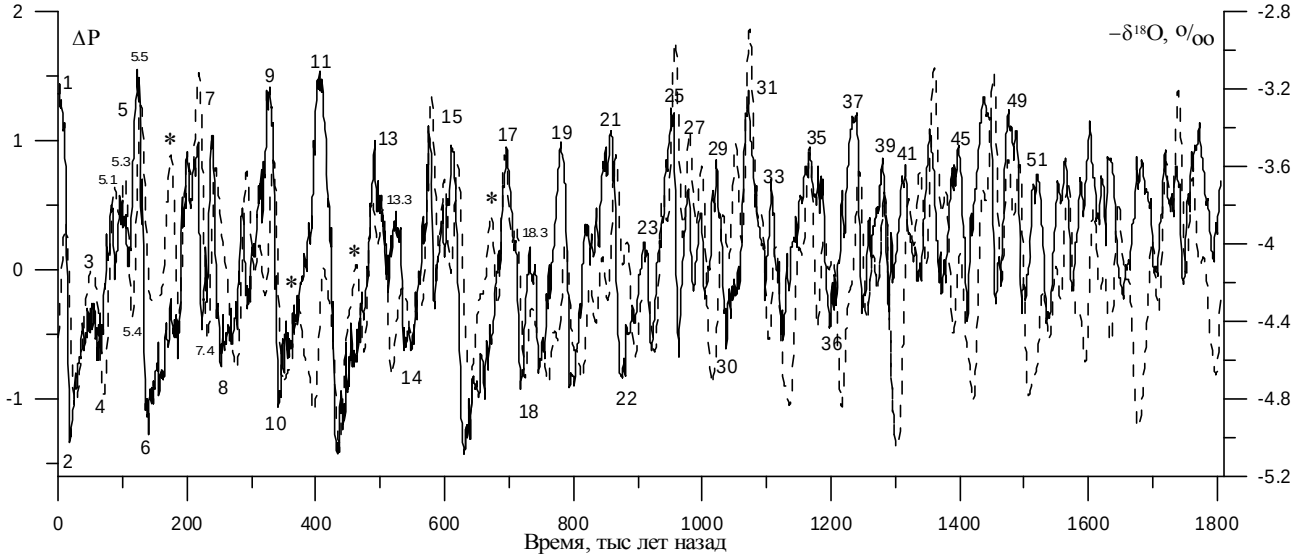
Орбитальная теория палеоклимата (ОТП), известная также как астрономическая теория (АТ), или теория Миланковича, широко используется для интерпретации ледниковых циклов плейстоцена. Её применение особенно активизировалось после того, как в работе (Hays et al., 1976) было показано, что не менее 80% глобальной климатической изменчивости последнего полумиллиона лет связаны с орбитальными периодичностями. Тем не менее, несмотря на последовавшие почти 40 лет интенсивного изучения глобальных колебаний климата в плейстоцене, не нашли объяснения две наиболее существенных проблемы: а) преобладание 100-тысячелетней периодичности глобальных колебаний последнего миллиона лет и б) проблема «среднеплейстоценового» перехода. (Последняя проблема связана со сменой преобладающей климатической цикличности от 41-тысячелетней к 100-тысячелетней, происшедшей примерно 1,24 млн. лет назад (Большаков, 2014)). Невозможность решения этих проблем в рамках АТ привела к заключению о необходимости развития новой, геохимической теории (Paillard, 2015). В этой теории, наряду с орбитальными вариациями инсоляции, рассматривается также не зависимое от климата «внешнее» воздействие – вариации CO_2 в атмосфере, которые воздействуют на климат Земли посредством парникового эффекта.

Однако, переход к геохимической теории, который, вообще говоря, делает ненужной не только астрономическую, но и более общую орбитальную теорию, представляется преждевременным, т.к. не все возможности ОТП исчерпаны. Прежде всего, имеется в виду новая концепция ОТП (Большаков, 2003а), свободная от недостатков АТ. В новой концепции, исходя из необходимости учета полных (годовых и для всех широт), *реально действующих* вариаций инсоляции, представлен новый взгляд на соотношение и механизмы климатического воздействия изменений отдельных орбитальных элементов. Добавлю, что используемые в новой концепции орбитальной теории механизмы климатического воздействия отдельных орбитальных элементов согласуются с эмпирическими данными работы (Hays et al., 1976). Так, оледенения совпадают с минимумами эксцентриситета, соответствующими уменьшениям глобальной инсоляции; похолодания в 40-тысячелетней гармонике палеоклиматических изменений соответствуют понижению угла наклона земной оси (уменьшению годовой инсоляции высоких широт обоих полушарий); обусловленные прецессией понижения сезонных контрастов инсоляции Северного полушария (и их повышения в Южном полушарии) совпадают с фазами похолодания в 23-тысячелетней гармонике палеоклиматических записей.

Требование учёта полных, в отличие от неполных (от полугодовых до суточных, под одной широтой) вариаций инсоляции, использованных Миланковичем и его последователями, является наиболее существенным в новой концепции. Рассмотрение полных вариаций инсоляции выявило *реальные* особенности инсоляционных сигналов, связанных *с каждым орбитальным элементом*. В результате сделан вывод, что *все эти сигналы* имеют потенциальные возможности прямого воздействия на климатическую систему. (В АТ, однако, прямое воздействие эксцентриситетной инсоляции считается пренебрежимо малым, что является основной причиной невозможности объяснения преобладания 100-тысячелетней периодичности ледниковых циклов в последние 1,24 млн. лет). Согласно новой концепции ОТП, сила климатического воздействия каждого орбитального сигнала определяется не только его структурой, но и обратными связями, усиливающими это воздействие. В свою очередь, наличие соответствующих обратных связей определяется общим климатическим состоянием Земли (например, периоды гляцио- и термоэр) (Большаков, 2001; 2003, а, б).

Исходя их этих соображений, а также самых общих представлений о механизмах климатического влияния орбитально обусловленных вариаций инсоляции, была сконструирована орбитально-климатическая диаграмма (ОКД). В соответствии с эмпирическими данными, наибольший вклад в ОКД вносят вариации эксцентриситета, наименьший – прецессионные вариации. ОКД представляет условную относительную вероятность ΔP похолоданий и потеплений (оледенений и межледниковий для экстремальных значений ΔP) за последние 1,24 млн. лет (см. рис.). В этом интервале времени ОКД неплохо согласуется с ИК записью LR04, отражающей изменения глобального объёма льда и температуры. Данное сходство хорошо проявляется и по хронологии, и по форме кривых для стадий 1–5, 7 (с глубоким минимумом в середине стадии – подстадия 7.4), 13–15, 17–21.

Особо отметим, что соответствующий МИС 19 максимум диаграммы приходится на интервал времени 770–790 тыс. лет. Это соответствует новой оценке возраста палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес – около 780 тыс. лет, которая приходится примерно на середину МИС 19. ОКД логично опережает по времени ИК-запись изменения глобального объема льда и температуры, отражая инерцию ответа климатической системы на орбитальное (инсоляционное) воздействие. Эта инерционная задержка для наиболее надежно определенных временных реперов позднего неоплейстоцена оценивается в 5-6 тыс. лет, что позволяет хронометрировать ИК-записи путем временно́го сопоставления наиболее характерных экстремумов (максимумов потепления или похолодания) ИК-записей и ОКД. Таким образом, ОКД гораздо лучше сопоставляется с ИК записью LR04, нежели кривые неполной инсоляции.



Сопоставление изотопно-кислородной (ИК) кривой LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005), сплошная линия, с ОКД (Большаков, 2003, 2014) – штриховая линия. Цифры у кривой LR04 – ИК стадии (МИС) и подстадии. Для удобства сопоставления с ОКД, значения $\delta^{18}O$ умножены на -1.

Тем не менее, есть и несоответствия, которые вполне ожидаемы при столь простом способе построения диаграммы палеоклиматических изменений (более подробно см. (Большаков, 2014)). Остановимся на несоответствиях, отмеченных звёздочкой на рис. Они представляют практически не отраженные в ИК-записи, но тем не менее значительные максимумы ОКД, которые приходятся на понижения или даже минимумы эксцентриситета. Из этого следует, что максимумы ОКД связаны с совокупным однонаправленным увеличением двух других орбитальных параметров – прецессии и угла наклона земной оси, которое должно приводить к потеплению. Однако в отмеченных конкретных случаях указанные орбитальные воздействия, по-видимому, не влияют должным образом на климатические изменения, так как не проявляются в значительном потеплении (уменьшении объема льда) на ИК кривой. Данный факт следует отметить особо, поскольку он касается важной проблемы установления механизмов отклика климатической системы на орбитальное инсоляционное воздействие. Вероятно, рассматриваемая ситуация связана с особенностями процессов трансформации инсоляционного сигнала в самой климатической системе, так как есть случаи, когда аналогичный сигнал, наоборот, отражается потеплением на ИК кривой (МИС 3, 18.3). Таким образом, за последний миллион лет климатическое воздействие вариаций инсоляции, обусловленных прецессией и наклоном земной оси, не всегда адекватно, в соответствии с общепринятыми механизмами их климатического влияния, отражалось в палеоклиматической записи.

В целом же эксцентриситетные 100-тысячелетние циклы ОКД хорошо согласуются с аналогичными циклами ИК-записи последних 1240 тыс. лет, до максимума МИС 37, как видно на рис. Далее ИК запись представлена меньшими, но более однородными по амплитуде, относительно равномерными и более короткопериодными колебаниями, которые затруднительно объединить в 100-тысячелетние циклы. Таким образом, изменение ритмики оледенений, или среднеплейстоценовый переход (СПП), совпадает с максимумом МИС 37 и соответствует 1.240 млн. лет по хронологии LR04 и 1.239 млн. лет по хронологии ОКД, с учетом задержки в 5 тыс. лет (Большаков, 2014).

Проблему СПП предложено решать с привлечением механизма, предполагающего элементы резонансного отклика на орбитальные воздействия (Большаков, 2001, 2003а; Bol'shakov, Kuzmin, 2014). Согласно этому механизму, до 1,24 млн. лет назад резонансно усиливался связанный с вариациями наклона земной оси 41-тысячелетний сигнал. Затем, в связи с продолжающимся кайнозойским похолоданием и увеличением глобального объёма льда – усиливался эксцентриситетный 100-тысячелетний (но не 400-тысячелетний) сигнал. На этой основе была построена новая ОКД (Большаков, Прудковский, 2013), не содержащая 400-тысячелетнюю эксцентриситетную компоненту, хорошо видную на рисунке. Новая ОКД ещё лучше соответствует ИК записи LR04, что можно считать подтверждением предложенного механизма. Таким образом, наиболее вероятным механизмом, с единых позиций объясняющим указанные главные проблемы ОТП плейстоцена, а также и проблему отсутствия 400-тысячелетних колебаний климата в плейстоцене (Большаков, 2015), является резонансный механизм, разработанный в рамках новой концепции ОТП.

Список литературы:

Большаков В.А. Новая концепция астрономической теории палеоклимата: шаг вперед, после двух шагов назад//Физика Земли. -2001. -№11 -С.50-61

Большаков В.А..Новая концепция орбитальной теории палеоклимата 2003а -М.: МГУ, -256 с.

Большаков В.А. Климатические циклы фанерозоя с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Известия РАН. Серия Географическая, -2003б. -№ 3. -С. 14-25

Большаков В.А. 2014. Связь глобальных колебаний климата в плейстоцене с вариациями орбитальных параметров Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. -Т. 22 – № 5. -С. 97-112

Большаков В.А. 2015. Проблема 400-тысячелетней периодичности природных изменений плейстоцена: анализ эмпирических данных по глубоководным и континентальным разрезам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. -Т. 23. -№ 1. -С. 50-67

Большаков В.А., Прудковский А.Г. 2013. Совершенствование орбитально-климатической диаграммы как инструмента интерпретации и анализа палеоклиматических записей плейстоцена. // Вестник МГУ -Сер. 5. География -№ 6. -С. 30-39

Bol'shakov, V. A. and Ya. V. Kuzmin. Evolution and variability of the pleistocene ice ages: A new view. // Russ. J. Earth. Sci., -2014. -14, ES1003, doi:10.2205/2014ES000537.

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. // Science. -1976. -V. 194. -P. 1121–1132.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ ^{18}O records.// Paleoceanography -2005.-V. 20, PA 1003; doi:10.1029/2004PA001071.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И УСЛОВИЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ МГИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТЯХ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Д.Ю. Большиянов [1,3], А.В. Крылов [2], Л.А. Савельева [3], Н.Ю. Аникина[4], А.Н. Молодьков[5]

1 – ФГБУ «Арктический и Антарктический НИИ», г. Санкт-Петербург, bolshiyanov@aari.ru,

2 – ЗАО «Поляргео», г. Санкт-Петербург, krylov-polargeo@yandex.ru,

3 – СПбГУ, г. Санкт-Петербург, savelieval@mail.ru

4 – Центральная горно-геологическая лаборатория, г. Сыктывкар, anikinanadya@mail.ru

5 – Институт геологии Таллиннского технического университета, Эстония, anatoli.molodkov@ttu.ee

NEW DATA ABOUT AGE AND SEDIMENTATION CONDITIONS OF MGA FORMATION IN THE VICINITY OF ST.PETESRBURG

D.Yu Bolshiyanov, State Research Center "Arctic and Antarctic Research Institute" St.Petersburg, St.Petersburg State University, St.Petersburg; A.V. Krylov, Polyargeo Ltd., St.Petersburg;

L.A. Savelieva , St.Petersburg State University, St.Petersburg; N.Yu. Anikina, Central geological and mining laboratory, Syktyvkar; A.N.Molodkov,

Institute of Geology, Tallinn University of Technology, Estonia

В ходе проведенных работ было изучено два предполагаемых местонахождения мгинской толщи, выходящей на поверхность в пределах Приневской низменности (неподалеку от г. Санкт-Петербурга). Отложения в долине р. Мга ранее изучались: Н.В. Потуловой (1932), В.З. Скороходом (1931), О.М.Знаменской (1959), Е.А.Черемисиновой (1960), в карьере посёлка им. Свердлова – Д.Б. Малаховским и И.В .Котлуковой (2000).

Разрезы в долине р. Мга расположены на ее левом берегу в пос. Горы, в 0,2 – 0,25 км ниже ж/д моста (ветка Санкт-Петербург – Волховстрой). Лучший из изученных разрезов находится в 15 м вниз по течению реки от железного пешеходного моста, в точке с координатами 59°45'58,8''с.ш. 30°58' 30,8''в.д. Здесь от уреза воды вскрываются серые тонкослоистые (горизонтально – и косослоистые) глинистые алевриты (мощностью 0,65 м) с редкой галькой ордовикских известняков (размером до 2 – 5 см) и линзовидными скоплениями раковин морских моллюсков (часто – с сомкнутыми обеими створками), среди которых преобладает *Portlandia arctica* (Gray) (табл.). Раковины моллюсков залегают преимущественно параллельно напластованию. По плоскостям слоев часты коричневые поверхности с мелким растительным детритом. На них залегают серо-коричневые глинистые алевриты с большим количеством органики, в которых также встречаются обломки раковин морских моллюсков. Мощность этого слоя 0,15 – 0,20 м, верхний контакт – неровный. Выше распространены песчано-гравийно-галечные отложения с валунами изверженных пород. Песок жёлтый, разнозернистый, слоистость хорошо выражена, но нарушена. Мощность слоя 0,3 м. Выше залегает современная почва.

В нижней пачке этого разреза (0,0 – 0,1м) установлен бедный комплекс фораминифер, состоящий из арктических и аркто-бореальных форм (11 экз.): *Cribrononion incertus* Will., *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *Haynesina orbicularis* Brady, *Globulina* sp., Сохранность мелких раковин – плохая, часть их поломана. Комплекс, вероятно, формировался в средне-позднеоплейстоценовое время в условиях неспокойного морского бассейна, с пониженной солёностью. Кроме микрофауны, в образце отмечены растительные остатки, угольная крошка, геммулы и спикулы губок.

Спорово-пыльцевой спектр (СПС) образца содержит более 96% пыльцы древесных пород (ольха 50%, лещина 27%). Присутствует пыльца граба (3%), дуба (3%), вяза (1%) и липы (0,4%). Сумма пыльцы трав ≤ 4%. Споры составляют всего 2%, среди которых обнаружены споры осмунды (чистоуст). В целом концентрация

пыльцы очень высокая, а ее сохранность – удовлетворительная. Формирование осадка происходило в теплых условиях господства лесной растительности с участием неморальных элементов флоры: широколиственных пород и лещины. Возраст образца, полученный методом ЭПР в Таллиннском техническом университете, составил 156,6 ±13,1 тыс. лет (RLQG 428-090).

Результаты определений видового состава моллюсков изученного района

Виды моллюсков	Расположение изученных разрезов и определённая из них фауна			
	Карьер у пос. им. Свердлова		Р. Мга в пос. Горы	
	По Мала-ховскому и Котлуковой, 2000	По Крылову	По Скороходу, 1932	По Крылову
1. *Arctica islandica* (Linnaeus, 1767)		+		+
2. *Clinocardium ciliatum* (Fabricius, 1780)		+	+	
3. *Cerastoderma glaucum* (Poiret, 1789)	+	уточнение вида	+	уточнение вида
4. *Mytilus edule* Linnaeus, 1758		+	+	
5. *Musculus niger* (Gray, 1824)				+
6. *Modiolus modiolus* (Linnaeus, 1758)				+
7. *Margaritifera margaritifera* Linnaeus, 1758				+
8. *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791)		+	+	
9. *Macoma balthica* Linnaeus, 1758		+		+
10. *Pisidium amnicum* (Muller, 1774)				+
11. *Portlandia arctica* (Gray, 1824)	+		+	+
12. *Portlandia siliqua* Reeve, 1855		+	+	+
13. *Portlandia aestuariorum* (Mossevich, 1928)		+	+	+
14. *Corbicula fluminea* (Muller, 1774)		+		+
15. *Littorina littorea* Linnaeus, 1758			+	
16. *Sphaericum solidum* (Normand, 1844)				+

Более крупные разрезы морских глин вскрываются в карьере завода «Эталон» в пос. им. Свердлова, один из них – располагается в точке с координатами 59°48’14,6”с.ш. 30°40’12,9”в.д.. Дно карьера находилось на уровне 18 – 21 м ниже уровня моря, его глубина – 34 м, диаметр разрабатываемой части – 150 – 180 м (при проведении работ 9 ноября 2011 г.)

Нижняя пачка видимой мощностью 3,5 – 4,0 м представляет собой чётко переслаивающиеся тёмно-коричневые и серые глины со светло-серыми алевритами и растительным детритом, придающим породе картоноподобный облик. Наблюдаются слаборазличимые знаки ряби. Образец глин с волокнистой структурой с горизонта 2 м над дном карьера – не содержит фораминифер, но характеризуется СПС, в котором обнаружена пыльца древесно-кустарниковой группы (54%) и группы трав (46%). Доминирует пыльца карликовой березки (29%) и сосны (17%), присутствует пыльца ели (3%), древовидных видов берез (3%), ольховника (2%) и ивы (1%). Среди травянистой растительности доминирует пыльца полыни (12%), злаковых и маревых (по 6 – 7%), осоковых (5%). Споры составляют 21% и представлены, главным образом, папоротниками и сфагновыми мхами. Присутствуют единичные споры плауна и плаунка плауновидного. Дочетвертичные пыльца и споры составляют около 2%. Концентрация спор и пыльцы низкая, их сохранность – плохая. СПС отвечает относительно холодным условиям лесотундры.

Коричневые глинистые алевриты выше постепенно переходят в серые тонкослоистые глины, с раковистым изломом. С уровня 5 – 6 м над дном карьера появляются мелкие раковины моллюсков *Portlandia arctica* (Gray), *P. siliqua* Reeve, *Portlandia aestuariorum* (Moss.), залегающие скоплениями по 10-20 шт. С высоты 9,8 м над дном наблюдаются тёмно-серые тонкослоистые глины (горизонтально- и мелковолнистые). В интервале 9-11 м глины содержат значительное количество раковин двустворчатых моллюсков (табл. 1). Скопления моллюсков имеют линзовидный облик, раковин настолько много, что глина из-за них считается некондиционной для производства кирпича. По сообщению главного инженера карьера эта линза с фауной была вскрыта недавно. Все раковины – тонкостенные, трещиноватые (требуют обработки клеем). В глинах также наблюдаются отпечатки листьев травы, отдельные и редкие гальки красного гранита и серого ордовикского известняка. ЭПР-возраст раковин и вмещающих осадков составляет 109,8±9,4 тыс. лет (RLQG 457-023).

В образце глин с уровня 9,5 м выявлен микрофаунистический комплекс, состоящий из 9 видов (268 экз.) фораминифер арктического и арктобореального типа. В комплексе наблюдается преобладание эльфидиид, представленных: *Retroelphidium atlanticum* (Gud.) и *R. aff. atlanticum* (Gud.) (мелкие). Кроме того, определены: *Discorbis deplanatus* (Gud.), *Buccella frigida* (Cush), *Cribrononion obscurus* Gud., *Haynesina asterotuberculata* (Voorth.), *Melonis* sp. и др., а также отмечены неопределимые начальные камеры фораминифер. Сохранность материала – средняя и плохая, большинство раковинок мелкие, иногда – ломаные. Комплекс формировался в неглубоком опресненном морском бассейне с пониженной придонной температурой, вероятнее всего, в позднечетвертичное время. Кроме фораминифер, в образце отмечаются: растительные остатки, угольная крошка, спикулы губок, единичные мегаспоры и единичные центрические диатомовые. В СПС господствует пыльца древесных пород (97%), среди которой преобладает пыльца ольхи (38%) и лещины (21%), пыльца древовидных видов берез (14%) и сосны (7%). Отмечается участие пыльцы дуба (12%) и вяза (5%). Концентрация пыльцы в

образце очень высокая, сохранность от хорошей до очень плохой. Такой состав СПС с высоким участием неморальных элементов флоры указывает на существование типичных условий микулинского межледниковья и, возможно, начала климатического оптимума (зона М4 по Гричуку, 1961). Эти две нижние пачки глин от дна карьера имеют видимую мощность до 14 м (нижние шоколадные глины до 4 м. и верхние серые алевриты до 10 м).

Верхний контакт глин закрыт оползнем высотой до 3,2 м. Над ним наблюдается вертикальная стенка высотой от 3,5 до 5,0 м, сложенная серым плотным глинисто-песчаным алевритом массивной текстуры. Толща содержит валуны и гальку гранитоидов и осадочных пород (в количестве до 10% по объёму), а также – гравий. Валуны рассеяны более менее равномерно по объёму породы. Верхняя граница мореноподобной толщи выступает из старых стенок карьера в виде уступов, а выработанная площадка, на которой производятся вскрышные работы, находится на высоте 21-22 м над дном карьера. В образце из толщи диамиктона (отобран с высоты 4,2 м над нижним видимом под оползнем контактом с глинами) обнаружены две раковинки фораминифер хорошей сохранности: *Retroelphidium atlanticum* (Gud.) и мелкая *Melonis* sp. и. В СПС доминирует пыльца древесных пород (90%), представленная: ольхой (37%), древовидными березами (14%), лещиной (13%), сосной (8%) и елью (5%). Присутствует пыльца дуба, граба, вяза и липы. Сумма пыльцы трав не превышает 10%. Среди споровых (17%) доминируют сфагновые мхи, присутствуют споры папоротников, плауна, ужовника и гроздовника. Дочетвертичные формы пыльцы и спор составляют около 5 %. Плохая сохранность микрофоссилий и наличие дочетвертичных форм могут указывать на их вторичное залегание.

Выше залегают серые, тонкослоистые глинистые алевриты (мощностью до 8,5 м), которые содержат обломки раковин моллюсков *Macoma balthica* Linn. Нижний контакт с мореноподобной толщей – не выявлен. В образце с уровня 6 м над подошвой пачки встречаются споры и пыльца, отражающие сравнительно холодные условия с доминированием древесно-кустарниковой пыльцы (71%). Преобладает пыльца карликовой березки (35%) и ольховника (23%), присутствует пыльца ели и сосны (2-3%). Значительно участие пыльцы из группы трав (29%). Количество пыльцы полыней составляет 9%, осоковых – 4%, маревых – 3%, злаковых – 2%. В группе споровых преобладают споры сфагновых мхов. Отмечается плохая сохранность пыльцы и спор, а также присутствие спор дочетвертичных растений.

Разрез заканчивается песчаными алевритами с линзами песков общей мощностью до 3,5 м. Почвенный слой представлен гиттией и растительным перегноем с многочисленными стеблями осоки и раковинами пресноводных моллюсков *Succinea putris* Linn.*, Planorbris corneus* (Linnaeus). Мощность слоя 0,1-0,2 м.

В мгинской толще впервые были обнаружены 4 вида морских моллюсков (переносящих опреснение): *Arctica islandica* (Linn.), *Macoma balthica* Linn., *Musculus niger* (Gray), *Modiolus modiolus* (Linn.) и 4 вида пресноводных моллюсков: *Margaritifera margaritifera* Linn., *Pisidium amnicum* (Mull.), *Sphaericum solidum* (Norm.), *Corbicula fluminea* (Mull.).

Обнаруженные виды морских моллюсков мгинского моря отличаются значительной внутривидовой изменчивостью и не являются представителями этих видов полностью идентичными современным. Малые размеры и часто плохая сохранность раковин моллюсков говорит о мелководности бассейна и неблагоприятных условиях существования этой фауны, а видовой состав малакофауны и микрофауны – об его опресненности. Комплекс моллюсков практически не содержит видов, характерных для современного Балтийского моря. Например, *Macoma balthica* Linn., и *Mytilus edule* Linn. представлены не типичными балтийскими разновидностями, а формами, характерными для отложений плиоцена – позднего неоплейстоцена Арктического бассейна. Кардиумы и фораминиферы также имеют арктическое происхождение. Это говорит о том, что мгинский морской бассейн, связанный с Северным Ледовитым океаном, существовал на данной территории в добалтийское время.

При изучении мгинских отложений были установлены два противоречия. Первое противоречие обусловлено совместной встречаемостью в этих осадках аркто-бореальной малако- и микрофауны и тёплыми (микулинскими – ?) СПС. Второе противоречие наблюдается в различных результатах датирования этих отложений. По ЭПР-датировкам бассейн существовал на протяжении нескольких десятков тысяч лет в конце среднего – начале позднего неоплейстоцена, а палеонтологические находки свидетельствуют о бассейне, имеющем более широкий диапазон возраста обитания в нём моллюсков (плиоцен – поздний неоплейстоцен).

Список литературы:

Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины, М.: Наука. 1961. С. 25-71.

Малаховский Д.Б., Котлукова И.В. Проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего плейстоцена Северо-Запада России // Региональная геология и металлогения, 2000. № 12. С. 24-32.

Потулова Н.В. Межледниковые отложения р. Мги. Путеводитель экскурсий второй четвертично-геологической конференции, Л-М: НТГРИ. 1932.С. 17-33.

Знаменская О.М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений // ДАН СССР, 1959. Т. 129. №2. С. 401-407.

Скороход В.З. Фауна межледниковых отложений р. Мги // Мат-лы по четвертичной геологии СССР. Тр. Всесоюзн. геолого-развед. объед. Л.-М: НКТП СССР. 1932. Ч. 1. Вып. 225. С. 82-93.

Черемисинова Е.А. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений на р. Мге Ленинградской области // Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР, 1960, № 25. С. 50-70.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ

А.А. Бондарев[1], А.С. Тесаков[2], А.Д. Сорокин[1]
[1]*Омское региональное отделение Русского географического общества, Омск, Россия,*
gilgamesh-lugal@mail.ru, soraiex@rambler.ru
[2]*Геологический институт РАН, Москва, Россия,* tesak@ginras.ru

NEW DATA ON QUATERNARY MAMMALS OF OMSK SECTION OF IRTYSH RIVER VALLEY

A. Bondarev, A. Sorokin, Omsk regional branch of Russian Geographical Society;
A. Tesakov, Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Изучение четвертичных млекопитающих обширной территории Западно-Сибирской равнины имеет давнюю историю и обширную географию: в разные годы различные аспекты истории териофауны в контексте геологической истории равнины попадали в поле зрения исследователей. При этом территориальная и палеофаунистическая изученность Западной Сибири неравномерна, увеличиваясь от древних к более молодым временным срезам. Система четвертичных комплексов млекопитающих региона разрабатывалась в тесной коорреляции с системой териокомплексов В.И.Громова, выделенных в Восточной Европе с опорой на местные типовые фауны (Вангенгейм, 1977). Раннечетвертичные териокомплексы юга Западной Сибири детально изучены В.С. Зажигиным и В.С. Зыкиным (Зажигин, 1980; Зыкин, 2012). Современное состояние представлений о комплексах мллекопитающих региона, уточненное и расширенное относительно изложенного в действующей региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений, обобщено А.В. Шпанским (Шпанский, 2013). Им принимается 8 фаунистических комплексов млекопитающих, из которых 7 охарактеризованы как крупными, так и мелкими млекопитающими и один только мелкими (карагашский): ранний и поздний подпуск-лебяжьинские, карагашский, раздольинский, вяткинский, прииртышский, хазарский и мамонтовый.

Изученность четвертичных млекопитающих Омского Прииртышья, несмотря на длительную историю изучения, недостаточна. По сравнению с неплохо изученными неоген-четвертичными микротериями, объем данных по крупным млекопитающим Омского Прииртышья существенно меньше. Долгое время информация по ним исчерпывалась фаунистическими списками, составленными по относительно малочисленным сборам из ряда местонахождений среднего неоплейстоцена и сообщениями краеведческого характера о находках мамонтовой фауны. После массовых сборов мегафауны во время пика геологосъемочных работ второй половины 20 века, результаты новых систематических сборов начала 21 века опубликованы пока очень кратко (Косинцев, Бобковская, 2003). Планомерные раскопки территории Омского Прииртышья до сих пор единичны (Лещинский и др., 2001). В последние годы авторами на ряде старых и новых местонахождений региона, проводились сборы крупных и мелких неогеновых и четвертичных млекопитающих, также произведена ревизия ряда палеонтологических коллекций (районных краеведческих музеев, студии "Архаика"), на основании чего опубликованы новые фаунистические и морфологические данные о грызунах, хищных, копытных, хоботных различных фаунистических комплексов. Остатки четвертичных млекопитающих на территории Омского Прииртышья приурочены к разновозрастным в основном аллювиальным отложениям: от аллювия 1 и 2 надпойменных террас каргинского и сартанского горизонтов до кочковского горизонта эоплейстоцена.

Териокомплексы гелазия/иртышского горизонта – подпуск-лебяжьинский (или лебяжинский) и карагашский – слабо представлены в Омском Прииртышье. Местонахождений крупных млекопитающих этого возраста на данной территории не выявлено. Мелкие млекопитающие карагашского комплекса (*Allophaiomys deucalion*, *Mimomys* cf. *reidi-pusillus*, *Spermophilus* sp., наряду с переотложенными *Mimomys* cf. *hintoni* и *Promimomys* sp.) собраны из нижнечетвертичных (верхи гелазия или низы калабрия) речных отложений отложений у с. Исаковка.

Млекопитающие калабрия/кочковского горизонта также малочисленны. Известные богатые фауны из захоронений у сс. Скородум и Романово (Мотузко, 1975; Смирнов и др., 1986) относятся к раздольинскому териокомплексу (возрастной аналог таманского ф.к. Восточной Европы) и второй половины калабрия. Нами проводились небольшие сборы мелких млекопитающих на обнажении у с. Скородум (Скородум а-с), результаты которых не противоречат прежним оценкам возраста. Несколько более поздняя фауна мелких млекопитающих отложений Скородумского яра относятся к началу неоплейстоцена, вяткинскому териокомплексу, хронологически и по составу близкого к тираспольскому териокомплексу Восточной Европы (Смирнов и др., 1986).

Крупные млекопитающие вяткинского и более древних фаунистических комплексов на территории Омского Прииртышья, как правило, известны в переотложенном состоянии, выявляются морфологически и на основании степени минерализации, не характерной для более поздних отложений. Соотнесение таких находок с конкретным хронологическим этапом в обычно затруднительно. По нашим данным основу фауны крупных млекопитающих эоплейстоцена – начала неоплейстоцена составляли: 1) мамонтоидные слоны (*Mammuthus meridionalis*, *M. trogontherii*), в том числе по нашим и литературным данным остатки *M.* cf. *trogontherii* известны в отложениях Скородумского яра; 2) преимущественно крупные робустные "архаичные" и ранние кабаллоидные лошади (*E.* cf. *stenonis* (?), *Equus* cf. *singularis* (?), *E. suessenbornensis*, *E. mosbachensis,*), остатки крупной архаичной лошади отмечены в гравийном горизонте местонахождения у с.

Новотроицкое 3) лоси (*Cervalces* (*Libralces*) sp. (?), *Cervalces* (*L.*) *alaskensis*, *Cervalces* (*L.*) *latifrons*); 4) единичные остатки *Praeovibos* sp., Cervidae gen., *Cervus* sp., *Bison* sp. Мелкие млекопитающие мио-плиоцена – "палеоплейстоцена" – эоплейстоцена – нижнего неоплейстоцена составляют количественно заметную и разнообразную серию генераций переотложенных остатков в сборах из местонахождений более позднего возраста и позволяют косвенно реконструировать историю формирования териофауны и палеоэкологическую обстановку в условиях недостатка первичных ориктоценозов.

Средний неоплейстоцен охарактеризован большим количеством местонахождений и остатков (в том числе стратиграфически привязанных) как мелких, так и крупных млекопитающих. Однако хронологическая привязка местонахождений в пределах среднего-начала позднего неоплейстоцена, нередко остается спорной, единичные абсолютные датировки скорее запутывают проблему, чем разрешают её. Для среднего неоплейстоцена Западной Сибири А.В. Шпанским выделяется два фаунистических комплекса: прииртышский тобольского горизонта, возрастной аналог сингильского, и хазарский, по сути общий с Восточной Европой, при этом верхняя граница последнего принимается над казанцевским горизонтом позднего неоплейстоцена. Границы и самостоятельность комплексов среднего неоплейстоцена требуют детального рассмотрения (см. также в настоящем сборнике). Наиболее полно по новым данным известны фауны местонахождений у с. Новотроицкое и Красноярка (авторами описана впервые), их возраст преимущественно по эволюционным стадиям полевок оценивается как МИС11, т.е. соответствует прииртышскому и сингильскому (в традиционном понимании) териокомплексам. Также получены новые данные по известным местонахождениям у сс. Карташово и Татарка. Совокупный фаунистический список этих местонахождений по новым данным включает *M. trogontherii chosaricus*, *Mammuthus primigenius*, *Equus* ex gr. *mosbachensis-germanicus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*, *Soergelia* sp., Ovibivini gen., *Cervus* ex gr. *elaphus*, *Megaloceros giganteus*, *Panthera spelaea*, *Ursus arctos*, *Ursus savini*, *Canis* cf. *mosbachensis*, *Vulpes vulpes*, *Vulpes* cf. *corsac*, Mustelidae gen., Castoridae gen., *Talpa* sp., *Sorex* sp., *Lepus tanaiticus*, *Ochotona* sp., *Spermophilus* sp., *Microtus oeconomus*, *M.gregalis*, *M. arvalis*, *M.* cf. *agrestis*, *Microtus* sp., *Lagurus* ex gr. *transiens-lagurus, Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus*, *Arvicola* cf. *mosbachensis*.

Статус ряда видов, характерных для фаун среднего неоплейстоцена Восточной Европы и Западной Сибири, является проблематичным по причине единичности находок вне привязки к слою и комплексу фауны (*Stephanorhinus kirchbergensis, Elasmotherium* sp.), либо в переотложенном состоянии вместе с представителями мамонтового комплекса (*Cervalces* sp.), особенно это касается видов, которые существовали вплоть до конца плейстоцена (*Bos primigenius*, мелкие грацильные лошади *Equus* cf. *hemionus* (?)).

Местонахождения млекопитающих мамонтового териокомплекса неоплейстоцена, преимущественно его второй половины, на территории Омского Прииртышья гораздо более многочисленны, приурочены не только к береговым обнажениям Иртыша, но и к развитой сети его притоков, чаще в аллювиальных, реже субаэральных отложениях, часто включают переотложенные остатки. Фауна крупных млекопитающих этого возраста включает *M. primigenius*, *Bison priscus* (в совокупности с более древними находками морфологически разнообразный и вероятно таксономически неоднородный), *Saiga tatarica*, *Ovibos pallantis, Alces* ex gr. *alces-americanus*, *Cervus* (*elaphus*) *canadensis, Rangifer tarandus*, *Megaloceros giganteus* (редок), *Equus* ex gr. *gallicus-uralensis*, *Coelodonta antiquitatis, Ursus arctos*, *Ursus savini* (редко, возможно переотложенные остатки), *Panthera spelaea*, *Canis lupus, Castor fiber, Lepus sp.* Мелкие млекопитающие мамонтового комплекса Омского Прииртышья известны очень слабо. Проблематика позднеплейстоценового вымирания на данной территории пока является неразработанной по причине недостатка прямых датировок остатков млекопитающих позднесартанского и голоценового возраста.

Работа поддержана грантом РФФИ № 15-05-03958-а.

Список литературы:

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977.171 с.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 155 с.

Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск. Гео. 485 с.

Косинцев П.А., Бобковская Н.Е. Крупные млекопитающие неоплейстоцена широтного отрезка Нижнего Иртыша // Четвертичная палеозоология на Урале: Сб. научных трудов. – Екатеринбург: Изд-во Урал, ун-та, 2003. – С. 226-232.

Лещинский С.В., Вяткин И.А., Туманцев В.В., Гнеушев А.В. // Местонахождение Кулачье (Западная Сибирь) – новое скопление in situ остатков млекопитающих мамонтового комплекса // Эволюция жизни на Земле. Материалы II Международного симпозиума. Томск: НТЛ, 2001. С. 496–500.

Мотузко А.Н. Фауна млекопитающих из тобольских отложений в разрезах Томского Приобья и Тобольского материка // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. –Новосибирск: Наука, – С. 51-56.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны Севера Западной Сибири. – М.: Наука, 1986. – 145 с.

Шпанский А.В. Стратиграфическое распространение крупных четвертичных млекопитающих на территории Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. 10–15 июня 2013 г. Ростов-на-Дону, 2013. С. 707–709.

АНАПСКО-ГЕЛЕНДЖИКСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАВКАЗА: ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ И ФАКТОРЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Н.А. Бондаренко, Т.В. Любимова, О.И. Ефременкова
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия, nik_bond@mail.ru

ANAPSKO- GELENDZHIK COAST OF THE CAUCASUS: SPECIAL FEATURES OF PLEISTOCENE-HOLOCENE HISTORY AND THE FACTORS OF THE GEOLOGICAL ENGINEERING CONDITIONS

N.A. Bondarenko, T.V. Lyubimova, O.I. Efremenkova, Kuban State University, Krasnodar, Russia

Темпы рекреационного освоения горно-приморской части Анапско-Геленджикского побережья Кавказа неизбежно вызывают порождение на урбанизированных территориях многочисленных зон значительного природного риска и активизации опасных экзогенных геологических процессов. В этом отношении в исследованиях инженерно-геологической направленности региональных и более мелких территориальных единиц весьма важным становится изучение морфогенетических признаков горно-приморского рельефа. Использование морфогенетических признаков в инженерно-геологических целях позволяет обособлять территории, которые различаются как по степени дренированности, взаимосвязи грунтовых и более глубоких водоносных горизонтов, так и морфометрическим характеристикам рельефа, а также набору и интенсивности проявления современных экзогенных процессов (Трофимов и др., 2014).

Объект исследований горно-приморский рельеф Черноморского побережья Кавказа имеет не только длительную историю, но и различную направленность изучения (Матишов и др., 2009, 2013; Несмеянов и др., 1995, 2010; Бондаренко и др., 2010, 2013-2014 и др.).

Предмет исследований − особенности плейстоцен-голоценой истории побережья, анализ и оценка факторов инженерно-геологических условий, обусловленных экзогенными и эндогенными рельефообразующими процессами на четвертичном этапе его развития. Основная *цель работы* − обратить внимание на современные особенности рельефа и неотектоники района, которые в первую очередь выступают как определяющие факторы инженерно-геологических условий Анапско-Геленджикского побережья в целом. *Материал исследований* − 20-летний геолого-геоморфологический мониторинг побережья за время проведения авторами учебных геологических и специализированных инженерно-геологических практик от Анапы до Архипо-Осиповски и детального изучения Беттинского полигона КубГУ. Методика работы при этом базировалась на различных картографических и схематических построениях с использованием комплекта карт программы SAS.Planet.Realease.140505, топографической основы в масштабе 1:50 000, геологических и неотектонических карт разного масштаба, а также обобщения литературных и фондовых источников. Эти материалы и авторское геоморфологическое профилирование, в первую очередь через устьевые участки долин р.р. Пшада, Дюрсо, Озерейка и через оз. Абрау с учетом батиметрических данных шельфа (морских карт) программы Navionics SonarCharts позволили провести пространственно-временной анализ развития рельефа рассматриваемого побережья Кавказа.

На протяжении позднего кайнозоя в эволюции Черноморского бассейна установлено несколько трансгрессивно-регрессивных циклов, синхронных гляциоэвстатическим событиям Восточной Европы (Островский, 1968). Отражение колебаний уровня моря фиксируется по разным абсолютным отметкам положения поверхностей плейстоцен-голоценовых аккумулятивных и абразионных морских террас побережья от Анапы до Сочи, что наглядно демонстрируют материалы различных геологических съемок (Андреев, Островский, Измайлов и др.). Согласно, легенде районирования Краснодарского края по инженерно-геологическим условиям среди стратиграфо-генетических комплексов отложений наряду с такими генетическими типами плейстоцен-голоценовых отложений как лагунно-морскими вдоль побережья выделены территориально связанные с ними оползневые и сейсмогравитационные комплексы аналогичной возрастной принадлежности.

На протяжении всей плейстоцен-голоценовой истории стадийного развития Черноморского бассейна периодически возникающие природные факторы способствовали широкому развитию процессов выветривания. Глубина выветривания в разные стадии развития горно-приморской части определялась масштабами морской регрессии или трансгрессии. Обнаженность больших участков шельфа в стадии денудационно-аккумулятивных циклов способствовала не только развитию денудационно-эрозионно-аккумулятивных и иных форм рельефа, но и широкому формированию на различную глубину кор выветривания с развитой системой трещиноватости обнажаемых на шельфе массивов горных пород. Каждая последующая трансгрессия моря вызывала изменение гидрогеологического режима подземных вод, как в пределах акватории шельфа, так и в прибрежных массивах пород по морскому побережью и речным долинам. Водонасыщение пород по трещинам вызывало снижение устойчивости массивов и как следствие возникновение гравигенных (оползневых) тел-массивов. Изучение флишевых толщ в рамках мониторинга побережья показывает, что характер складчатых дислокаций слоев генетически имеет не только типично компрессионное, но и гравитационное происхождение. Это особенно четко проявляется на тех участках морского побережья, где имеются выходы верхнемелового карбонатного флишевого комплекса.

Структурно-геоморфологический анализ рельефа свидетельствует также, что широкое развитие современных оползневых образований на побережье исторически обусловлено с участками развития древних абразионных морских террас, формирование которых осуществлялось синхронно с древними аккумулятивными в максимумы трансгрессивных фаз. Периодическая смена денудационно-аккумулятивных циклов способствовала не только рождению абразионных уступов в периоды регрессий, но и их заполнению обвально-насыпными на-

коплениями с делювиальным суглинистым заполнителем. Современная динамика процесса развития по этим образованиям оползней связывается с такими природными факторами, как пышное развитие по субстрату заполнителя кустарниково-древесной растительности и с периодами их повышенной обводненности, что в совокупности и формирует условия неустойчивости на абразионных террасах всего суглинисто-обвально-осыпного массива.

Под факторами инженерно-геологических условий в настоящее время понимаются морфологически выраженные геологические особенности территорий, учет которых важен в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека (Трофимов и др., 2007). Рассмотрение морфологических особенностей по своему содержанию при этом сводится к решению статических задач. При этом характеристика инженерно-геологических условий Анапско-Геленджикского побережья рассматривается по таким параметрам, как расчлененность рельефа побережья, состав, строение и состояние мел-палеогеновых флишевых складчатых и их перекрывающих плейстоцен-голоценовых стратиграфо-генетических комплексов. Анализируются также особенности их обводненности и проявление современных геологических процессов. Последние из них нашли отражение либо в разнообразии генетических типов отложений (континентальных и морских отложений), либо в формах и элементах рельефа.

Показано, что эти параметры, определившие современный инженерно-геологический облик Черноморского побережья Кавказа выступают как следствие особенностей плейстоцен-голоценовой истории Черноморского бассейна. Именно на этом историческом этапе совокупность проявленных эндогенных и экзогенных факторов обусловили широкое развитие сейсмогравитационных и гравитационных структур, как вдоль Черноморского побережья, так и по склонам речных долин, а также и в прилегающей шельфовой части бассейна.

Исследование особенностей развития горно-приморской части побережья, т.е. геолого-географических факторов дает возможность предложить ретроспективную модель событий и наметить закономерности пространственного распределения участков с определенными инженерно-геологическими условиями. В конечном итоге выявленные факторы формирования инженерно-геологических условий на изученном отрезке побережья будут способствовать вопросам разработки регионального прогнозирования его развития на отдельных.

Одной из важнейших задач работы выступил анализ материалов, раскрывающих проблему геоморфологии района оз. Абрау. Как известно, на происхождение последнего имеются разные точки зрения, но все они сходятся к одному: естественная плотина представляет собой сейсмогравитационный оползень. Для сравнения инженерно-геологических условий района побережья озера дополнительно было построено два топографических профиля через долину р. Бетта и ее правого притока. Их расположение выбрано на удалении от береговой линии аналогично профилям по линиям р. Дюрсо – р. Озерейка. Сравнение глубины вреза всех выше обозначенных приморских частей долин показало их одинаковую величину, не смотря на принадлежность долин разным тектоническим блокам – соответственно Абраудюрсинскому грабену и Джанхотскому поднятию (Несмеянов, 1992). Отмечено, что в соседних с озером речных долинах ступенчатые уступы в рельефе склонов по абсолютным отметкам почти совпадают с современным уровнем озера. На этих же отметках практически исчезают основные эрозионные промоины, истоки которых располагаются выше.

Материалы по гидрогеологическому строению устьевых частей рек (например, р. Бетта) показывают, что в разрезе может быть выделено до трех аллювиальных водоносных горизонта, при этом третий из них вскрыт на глубине 24,0 – 26,0 м, т.е. на 14,0 м ниже современного уровня моря. Это свидетельствует, о переуглублении долины р. Бетта в предголоценовое время, когда уровень моря был значительно ниже современного. В этом случае наличие трех водоносных горизонтов в долине р. Бетта и сравнение их с долинами р.р. Озерейка и Дюрсо, где выявлены лагунно-морские и аллювиально-морские доголоценовые отложения, интерпретируются как более высокий уровень моря в одну из плейстоценовых эпох. Например, в узунларское или караганское время, оставивших следы морской обстановки в виде одноименных морских террас по Черноморскому побережью. В случае высокого уровня моря обводненность пород на прилегающих к долинам склонах способствовала при определенных динамических обстановках рождению гравитационных структур, в т.ч. и складчатых.

Список литературы:

Трофимов В.Т., Красилова Н.С., Герасимова А.С. Эволюция взглядов на изучение особенностей рельефа как фактора инженерно-геологических условий на разных этапах развития инженерной геологии. // Инженерная геология.– 2014. № 4. – С. 6-17.

Матишов Г.Г. Комплексные исследования Азовского, Черного и Каспийского морей на научно-исследовательском судне “Денеб” в 2007 г./ Г.Г. Матишов, Д.Г. Матишов, О.В. Степаньян, Д.С. Аксёнов // Океанология. – 2009. – Том.49, № 2. – С.313-318.

Несмеянов С.А. Инженерно-геотектонические исследования в горно-приморских районах / С.А. Несмеянов, О.А. Воейкова // Сергеевские чтения. – 2010. – Вып. 12. – М. – РУДН. – С. 218-221.

Несмеянов С.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России / С.А. Несмеянов, Я.А. Измайлов // М. – 1995. – ПНИИИС. – 239 с.

Бондаренко Н.А., Кириченко М.А. Превентивные структурно-геоморфологические исследования для инженерных изысканий в горно-складчатых областях / Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Вып.10. М., ГЕОС 2008. С. 435-440.

Бондаренко Н.А., Любимова Т.В. Особенности эволюции плейстоцен-голоценового ландшафта Черноморского побережья С-З Кавказа / Материалы XIV Съезда Русского Географического Общества. С-Пб, РГО. 10-14 декабря 2010 г. С. 45-46.

Ефременкова О.И., Бондаренко Н.А. Речные системы как индикаторы тектонической активности Северо-Западного Кавказа / Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ / Материалы

XXXIV Пленума Геоморфологической Комиссии РАН, 7-9 октября 2014 г., г. Волгоград / М., «Планета». – 2014. www.planeta-kniga.ru. ISBN 978-591658-734-0.

Островский А.Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г.Анапа и устьем р. Шахе)/ А.Б. Островский // Автореф. канд дисс. – Ростов-на-Дону. – 1968. – 18 с.

Трофимов В.Т., Аверкина Т.И. Теоретические основы региональной инженерной геологии / М. – ГЕОС, 2007. 463 с.

ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОТОНА ЛЕСА И ТУНДРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРАЗИИ В ГОЛОЦЕНЕ: РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

О.К. Борисова
Институт географии РАН, Москва, Россия, olgakborisova@gmail.com

CHANGES IN THE FOREST/TUNDRA ECOTONE IN EURASIA DURING THE HOLOCENE: RECONSTRUCTION BASED ON PALYNOLOGICAL DATA

O.K. Borisova, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Положение границы тундры и тайги, связанных между собой переходной полосой (экотоном) лесотундры, является интегральным показателем изменений состояния растительности и климата на севере Евразии. Данные пыльцевого анализа в сочетании с радиоуглеродным датированием традиционно применяются для реконструкций масштабов и скоростей сдвигов этой пограничной системы в голоцене. В последние десятилетия возможности этого метода значительно расширились благодаря определению концентраций пыльцы (КП) и изучению состава микрофоссилий растительного происхождения (наиболее прочных фрагментов растительных тканей) в тех же отложениях. Расчет КП для каждого таксона (т.е. количества пыльцевых зерен в 1 $см^3$ осадка) производится по известной (заданной) концентрации "экзотического" компонента – специально добавляемых к образцам определенного объема "маркирующих" спор *Lycopodium* (Stockmarr, 1971). Изменения КП характеризуют каждый таксон индивидуально и независимо от прочих компонентов спектра. Учет КП особенно важен в высоких широтах, где значительная часть п. деревьев попадает в осадки в результате ближнего или дальнего заноса ветром, что приводит к сглаживанию кривых на процентных диаграммах и к неопределенности в решении вопроса о времени появления или исчезновения данной породы вблизи изучаемого разреза. При наличии временной шкалы, обеспеченной серией ^{14}C датировок по разрезу, для каждого пыльцевого таксона можно рассчитать также удельную скорость аккумуляции, т. е. количество зерен, выпадающих на 1 $см^2$ в год. В последнее время в практику палеогеографических исследований вошел также анализ ископаемых устьиц хвойных пород (специализированных групп клеток эпидермиса, служащих для газообмена с атмосферой). Морфологические особенности замыкающих клеток устьиц, которые хорошо сохраняются в озерных и болотных отложениях, позволяют определять их принадлежность до таксономического уровня рода и реже – до вида. Присутствие клеток устьиц в озерных или болотных отложениях служит убедительным доказательством произрастания данной древесной породы вблизи разреза.

В настоящее время северную границу распространения древесной растительности в разных секторах Евразии образуют хвойные породы: на Кольском п-ове – сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*); далее на восток, до западных предгорий Полярного Урала – ель сибирская (*Picea obovata*); на Полярном Урале, в Сибири и на Северо-Востоке Азии до Западной Чукотки – виды лиственницы (*Larix* spp.) (Атлас ареалов…, 1977). Кроме того, в наиболее защищенных местообитаниях в зоне тундры на Кольском п-ове береза пушистая (*Betula pubescens*) достигает побережья Баренцева моря. Восточнее в европейском секторе Арктики северная граница ареала березы почти совпадает с границами ареалов ели и лиственницы. Распространение древесной растительности определяется в основном температурами и продолжительностью вегетационного периода. Северный предел расселения деревьев примерно соответствует средней температуре июля ($Т_{июля}$) 10-12°С. Палинологические данные позволяют проследить как общие для всей северной Евразии черты изменений экотона леса и тундры в голоцене, так и их особенности в разных секторах.

Пыльцевой анализ торфяников и отложений небольших озер, расположенных в пределах тундры, лесотундры и северной тайги на Кольском п-ове, показал, что в этом регионе быстрое расселение березы происходило уже в раннем голоцене, с 10,3 до 8,5 тыс. ^{14}C л. н. (Кременецкий и др., 1997; Kremenetski et al., 2004). Береза первой отреагировала на потепление и в других секторах Евразии (Кременецкий и др., 1996; MacDonald et al., 2000). Последующий рост содержания пыльцы сосны и многочисленные находки ее устьиц в озерных осадках показывают, что распространение сосны и ее внедрение в березовые сообщества на Кольском п-ове произошли 8,5-7,2 тыс. л. н. (Kremenetski et al., 2004). Наибольшая густота древостоев сосны к северу от современной границы ее ареала достигалась в период с 6,1 до 4,5 тыс. ^{14}C л. н. Потепление среднего голоцена во внутренних районах Кольского п-ова оценивается в 2°С, а в прибрежной полосе – 1-1,5°С, что, вероятно, связано с охлаждающим влиянием Баренцева моря (Kremenetski et al., 2004). 4,5-4,3 тыс. ^{14}C л. н. в зоне лесотундры концентрация пыльцы сосны в озерных осадках резко снизилась, что отражает начало деградации сосновых лесов. В результате нового этапа похолодания около 3 тыс. л. н., на Кольском п-ове сложилась растительность, подобная современной.

По данным пыльцевого анализа разрезов торфяников, расположенных на Печорской низменности в районе г. Нарьян-Мар, примерно в 70 км к северу от ближайших современных участков леса (Väliranta et al., 2002),

Betula sect. Albae распространилась здесь вскоре после 11 тыс. ^{14}C л. н. *Picea obovata* проникла на эту территорию около 8,9 тыс. л. н. Наибольшая густота древостоев достигалась 6,3-5 тыс. ^{14}C л. н. По оценкам авторов, в этом районе $T_{июля}$ и $T_{год}$ в оптимальную фазу голоцена превышали современные показатели на 2-3°C. Палинологические данные и анализ устьиц показывают, что похолодание здесь началось 4,8-5 тыс. ^{14}C л. н. Наиболее быстрое смещение границы леса к югу произошло 3,2 тыс. ^{14}C л. н., и после 3 тыс. ^{14}C л. н. лесные сообщества к северу от современной области их распространения исчезли.

На п-ове Таймыр граница леса и тундры в настоящее время занимает наиболее северное положение во всей циркумполярной Арктике. На юго-западе Таймыра (в районе г. Норильск), в 60-70 км к северу от современной границы ареала *Larix* были обнаружены крупные стволы и пни лиственницы *in situ*. Радиоуглеродные датировки древесины показали, что лиственница росла в данном районе уже 8,3 тыс. ^{14}C л. н., т.е. в конце бореального периода голоцена (Величко и др., 1997). При этом большинство датировок ее макроостатков приходится на атлантический период (оптимум) голоцена, что говорит о наибольшей густоте древостоев в это время. Суббореальное похолодание вызвало сокращение роли древесной растительности в этом регионе, однако результаты палинологических исследований озерных осадков и определения устьиц показывают, что вплоть до 4,3 тыс. ^{14}C л. н. в современной тундре, в 70 км к северу от ближайших существующих участков леса ещё росла ель. Лиственница здесь исчезла приблизительно на 200 лет позже, чем ель (Величко и др., 1997).

В низовьях р. Лены лиственница в современных условиях достигает 72°15' с. ш. В самых северных местонахождениях она растет в форме стланика. ^{14}C датировки найденных в этом районе крупных пней лиственницы показывают, что в атлантический период голоцена (7,7-4,2 тыс. ^{14}C л. н.) растительный покров здесь имел облик лесотундры, что в настоящее отмечается на 110-120 км южнее (Величко и др., 1997; MacDonald et al., 2000). Палинологические данные и состав устьиц хвойных пород в осадках оз. Долгое (71°52’ с. ш.; 127°04’ в. д.) говорят о том, что лесные сообщества из *Larix sp. с небольшим участием Picea obovata* существовали на окружающей озеро территории с 8,5 до 3,5 тыс. ^{14}C л. н.; позднее их сменила кустарниковая тундра, близкая к современной (Pisaric et al., 2001).

Пыльцевой анализ озерных отложений голоцена из горных районов Колымы, Индигирки и Чукотки показывает, что для этих районов характерен резкий пик пыльцы кедрового стланика (*Pinus pumila*) около 8 тыс. л. н. (Позднечетвертичные…, 2002). В слоях раннего голоцена в оз. Эльгыгытгын (Западная Чукотка) обнаружено также высокое содержание пыльцы *Duschekia fruticosa* (Шило и др., 2008). Обилие ольховника в составе местной растительности подтверждается данными палеокарпологического анализа торфяников: например, в слое с ^{14}C датировкой 9250±90 л. н. найдено большое количество его семян (орешков). Особый интерес представляет находка хвои *Larix gmelinii*, которая показывает, что 8-9 ^{14}C тыс. л. н. лиственница на Чукотке росла почти на 400 км севернее, чем сейчас. Следовательно, $T_{июля}$ в бореале превышала современную на 4-5°C. Этот период в Берингии представлял собой первый термический максимум голоцена (Шило и др., 2008).

Таким образом, комплексные палинологические исследования озерных осадков и торфов, включающие в себя определения концентрации и скорости аккумуляции пыльцы, анализ устьиц хвойных пород и других микрофоссилий растительного происхождения в пыльцевых препаратах, в сочетании с радиоуглеродным датированием позволяют установить основные закономерности распространения древесных пород, образующих северную границу леса в Евразии, в голоцене. При интерпретации этих данных ценным дополнением служит изучение ископаемых макроостатков растений – древесины, шишек, хвои и проч. Реконструкции показали, что в раннем голоцене в северной Евразии происходило быстрое расселение древесных пород на территориях, которые в позднеледниковье были заняты безлесными сообществами перигляциальной тундры. Этому процессу способствовала повышенная летняя инсоляция и бóльшая континентальность климата в связи с сохранением обширных участков осушенного шельфа. В целом, наибольшее продвижение лесных сообществ в высокие широты Евразии достигалось в европейском секторе 6-5 тыс. ^{14}C л. н., а в сибирском – 8-6 тыс. ^{14}C л. н. Отступание северной границы леса к югу началось 5-4,5 тыс. ^{14}C л. н. Оно происходило в условиях сокращения летней инсоляции и снижения температуры воды в Северном Ледовитом океане при его уровне, близком к современному. 4-3 тыс. ^{14}C л. н. лесные сообщества севернее современной границы леса деградировали на всем ее протяжении и были замещены тундровой растительностью.

Список литературы:

Ареалы деревьев и кустарников СССР. Т. 1. – Л.: Наука, 1977. – 164 с.

Величко А.А., Макдональд Г.М., Кременецкий К.В., Андреев А.А., Борисова О.К., Дафф К., Зайц Д., Зиб Б., Клайден С., Левек А., Лэнг Т., Свинар Л., Уорнер Б., Эдвардс Т. Новые данные об изменении северной границы леса в голоцене // Доклады РАН. – 1997. – Т. 352. – № 5. – С. 690-692.

Кременецкий К.В., Ващалова Т.В., Горячкин С.В., Черкинский А.В., Сулержицкий Л.Д. Динамика растительности и торфонакопления на западе Кольского полуострова в голоцене // Бюл. МОИП. Отд. биол. – 1997. – Т. 102. – Вып. 3. – С. 39-45.

Кременецкий К.В., МакДональд Г.М., Галабала Р.О., Лавров А.С., Чичагова О.А., Пустовойтов К.Е. Об изменении северной границы ареалов некоторых видов деревьев и кустарников в голоцене // Бот. журн. 1996. Т. 81. № 4. С.10-25.

Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / Андерсон П.М., Ложкин А.В. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. – 370 с.

Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М., Важенина Л.Н., Глушкова О.Ю., Матросова Т.В. Первые данные об экспансии *Larix gmelinii* (Rupr.) Rupr. в арктические районы Берингии в раннем голоцене // Доклады РАН. – 2008. – Т. 422. – № 5. – С. 1-3.

Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Gervais B.R., Borisova O.K., Snyder J.A. Holocene vegetation history and climate change on the northern Kola Peninsula, Russia: a case study from a small tundra lake // Quaternary International. – 2004. – Vol. 122. – P. 57-68.

MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V., Borisova O.K., Goleva A.A., Andreev A.A., Cwynar L.C., Riding R.T., Forman S.L., Edwards T.W.D., Aravena R., Hammarlund D., Szeicz J.M., Gattaulin V.N. Holocene treeline history and climate change across Northern Eurasia // Quaternary Research. – 2000. – Vol. 53. – P. 302-311.

Pisaric M.F.J., MacDonald G.M., Velichko A.A., Cwynar L.C. The Lateglacial and Postglacial vegetation history of the northwestern limits of Beringia, based on pollen, stomate and tree stump evidence // Quaternary Science Reviews. – 2001. – Vol. 20. – P. 235-245.

Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen and Spores. – 1971. – Vol. 13. – P. 615-621.

Väliranta M., Kaakinen A., Kuhry P. Holocene climate and landscape evolution East of the Pechora Delta, East-European Russian Arctic // Quaternary Research. – 2003. – Vol. 59. P. 335-344.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АНАЛИЗА ГАЛЕЧНИКОВ ПРИ ВОССТАНОВЛЕНИИ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ Р. КИРЕНГИ

О.А. Борсук

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, borsuko39@gmail.com

THE USE OF THE PEBBLE ANALYSIS IN THE DEVELOPMENT OF THE VALLEY OF THE KIRENGA

O.A. Borsuk, M.V. Lomonosov Moscow State University , Russia

Бассейн р. Киренги расположен на юго-восточной окраине Средне-Сибирского плоскогорья. Он занимает восточную часть Лено-Ангарского плато, западные склоны Байкальского хребта, юго-западную часть Приленской возвышенности. Он асимметричен. Долина р. Киренги и низовья её притоков расположены в пределах Предбайкальской впадины, разделяющей Лено-Ангарское плато на западе и Байкальский хребет на востоке. Это стык платформенных структур и зоны Байкальского рифта, разделенный Предбайкальским предгорным прогибом. В его северной половине расположена долина р. Киренги.

Долинный комплекс р. Киренги изучается в среднем и нижнем течении, от впадения р. Улькан до устья. На этом участке выделяются девять террасовых уровней; 1 – 4-8 м, 2 – 12-17 м, 3 – 20-23 м, 4 – 28-30 м, 5 – 40-55 м, 6 – 80-100 м, 7 ~ 140 м, 8 – 160-170 м, 9 ~ 200м. Лестница террас чётко прослеживается в районах 240–270 км, 180-210 км и 110-140 км от устья. Низкие уровни террас аккумулятивные или цокольные, как правило, имеют чёткую бровку и сглаженный тыловый шов. Для террас более высоких уровней от 80 м и выше характерна наклонная поверхность со сглаженной бровкой, за счёт широкого развития склоновых процессов в перекрывающих аллювий суглинистых горизонтах, мощностью до метра и более. На самых высоких уровнях галечные толщи обычно не сохраняются, и об их аллювиальном генезисе свидетельствуют выровненные поверхности цоколей и единичные хорошо окатанные гальки из прочных эффузивных пород.

Изучение террасового аллювия включало гранулометрический анализ (вес проб от 30 до 70 кг) при расситовке обломочного материала. В каждой пробе проводился обмер 100 галек фракции 25-50 мм по трём взаимоперпендикулярным осям – длине, ширине, толщине.Определялись петрографический состав, окатанность обломочных частиц. Всего было проанализировано 40 макропроб и 77 точек, в которых проводился обмер галек и определялся их петрографический состав. Полученный материал был обработан статистическими методами с определением средних характеристик аллювия.

Ширина днища долины меняется от 0,3-0,9 км в сужениях и до 3,5-4,5 км в расширениях. В сужениях долины р. Киренги террасовый комплекс редуцирован, в расширениях он представлен наиболее полно. Протяжённость расширений долины увеличивается вниз по течению от 10 до 20-25 км.

Современное русло реки многорукавное. На первой надпойменной террасе сохранились останцы более высокого террасового уровня, что позволяет считать, что русло р. Киренги в период формирования этого террасового уровня было многорукавным. На 2-й и 3-й надпойменных террасах встречаются останцы более высокого уровня. Сложное строение долинного комплекса р. Киренги, преобладание цокольных террас, кроме первой надпойменной, роль оледенений, когда лёд подступал к руслу реки, оттесняя, а местами подпруживая водный поток, важна роль притоков, таких как р. Улькан и р. Миня, дающих каждый до трети среднегодового стока главной речной артерии.

Наряду с притоками значительную роль играют перемывы террасового аллювия. Очевидная, на первый взгляд, связь крупности руслового аллювия с уклонами чётко не прослеживается, можно отметить только уменьшение среднего диаметра аллювиальных отложений вниз по течению реки.

Наиболее полные геолого-геоморфологические описания бассейна р. Киренги даны в работе С.М. Замараева, О.А. Адаменко, и др. (1976), в которой выделены основные этапы развития бассейна р. Киренги.

Неизменность питающих провинций р. Киренги, т.е. отсутствие крупных перестроек речной сети, кроме внутридолинных, позволяет использовать данные по петрографическому составу аллювия, окатанности и крупности для выявления условий питания русла р. Киренги на разных этапах формирования её долинного комплекса.

Наиболее высокие террасовые уровни – 200м, 160-170 м и 140 м, отличаются сходным петрографическим составом галечного аллювия. Порфиры и порфириты резко преобладают в петрографическом спектре, окатанность галек меняется незначительно, слегка уменьшаясь по направлению к устью речной системы – от 2,1 до 1,7 балла. На уровне 170 м обнаружены ветрогранники – свидетели перигляциальных суровых клима-

тических условий. В составе обломочного материала 20-25% гальки гранитов и осадочных пород. На 100-м террасовом уровне в петрографическом спектре пород граниты, порфиры и порфириты составляют по 20-30% каждой разности, остальные породы, в том числе осадочные, по 2-5%. Окатанность вниз по долине меняется от 1,7 до 1,8 балла, коэффициент уплощения – 0,68-0,70.

Надпойменная терраса высотой 70-80 м встречается на участке выше 100 км от устья. Отчётливо прослеживается уменьшение доли порфиритов вниз по течению от 40% до 16%, доли гранитов – от 30% до 20%, увеличение доли эффузивов 3-4 раза и порфиров – до 34%. Доля других пород не превышает 5% каждая. В среднем течении р. Киренги нет крупных притоков, поэтому хорошо прослеживается выпадение из петрографического спектра слабоустойчивых пород при истирании и увеличение окатанности от 1,8 до 2, 1 балла. Коэффициент уплощения галек – 0,66-0,69.

Террасовый уровень в 40-55 метров, изученный на участке 266-150 км от устья, сложен плохо сортированным обломочным материалом. Для него характерен практически постоянный петрографический спектр, как по глубине толщи, так и вдоль по долине. Осадочные породы составляют 25%, граниты – 20-25%, порфиры и порфириты около 50%, остальные породы – по 2-5%. Внешний облик толщи и схожесть петрографического состава, неоднородного по крупности включений – от песка и суглинка до валунов и глыб до 2 м, плохая сортированность – свидетельство ледникового генезиса осадков. Обилие осадочных пород среди галек может быть объяснено иным транспортом – в леднике. Велико разнообразие галек по форме, уплощению – от 0,77 до 0,63. Более уплощённые обломочные частицы формировались в условиях более холодного и влажного климата, при перемыве аллювия и отложений галек на более низких террасовых уровнях эти обломки будут давать аномально высокие коэффициенты уплощения.

На более низких террасовых уровнях возрастает доля осадочных пород, она меняется в зависимости от впадения притоков, приносящих обломочный материал с Байкальского хребта, от 10 до 60%. Уплощение обломочных частиц уменьшается, особенно для осадочных пород, до 0,56-0,52. Большим разнообразием отличаются характеристики аллювия первой надпойменной террасы. Намечается,в целом, возрастание окатанности галек вниз по долине, до 2,2 балла, но форма обломков весьма изменчива – от 0,7 до 0,52, что обусловлено многочисленными перемывами аллювия с разных по строению и возрасту террас.

Приведём в заключение коэффициенты вариации среднего медианного диаметра аллювия трёх нижних по уровню террас в сравнении с русловым аллювием. Третья надпойменная терраса – коэффициент вариации – 0,60; вторая – 0,27; первая – 0,29; русло 0,40. Приведённые цифры позволяют судить о транспортирующей силе потока, её изменении во времени. Отмечается уменьшение крупности аллювия как в русле р. Киренги, так и от пятой надпойменной террасы до первой , от 46 мм на 40-55м уровне, для третьей террасы – 35 мм, второй – 34 мм, для первой – 28 мм. Средние значения приведённых характеристик обеспечены не менее 10 точками.

Возрастные характеристики толщ опущены сознательно, цель автора – показать возможности применения анализа галечников для палеогеографических реконструкций.

Методические основания анализа галечников изложены в работах О.А. Борсука и Ю.Г. Симонова (1969) и О.А. Борсука (1973).

Список литературы:

Борсук О.А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. М; Изд. Наука, 1973. 111 с.

Борсук О.А.. Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ обломочных частиц и галек для целого палеогеографического анализа.// Новейшая тектоника, Новейшие отложения и человек. М: Изд.МГУ, 1969, с.116-128.

Замараев С.М.,Адаменко О.М., Рязанов Г.В, Кульчицкий А.А. Структура и история развития предбайкальского предгорного прогиба. М: Изд. Наука, 1976, 180 с.

СТРАТОТИПИЧЕСКИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ, РЕКОМЕНДУЕМЫЕ К СТАТУИРОВАНИЮ КАК ПАМЯТНИКИ ПРИРОДЫ

В.А. Брылев, Е.В. Мелихова, Ю.А. Голикова

Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград, Россия

brilev_vspu@rambler.ru, melisa82@mail.ru, julia160683@yandex.ru

TYPICAL STRATIGRAPHIC GEOLOGY-GEOMORPHOLOGICAL OBJECTS OF VOLGOGRAD REGION, THAT ARE RECOMMENDED TO GET STATUS NATURAL RESERVATION

V.A. Brilev, E.V. Melihova, J.A. Golikova, Volgograd State Social-Pedagogical University , Volgograd, Russia

Долина Нижней Волги в пределах Волгоградской и Астраханской областей проложена в неоднородных структурно-тектонических условиях на стыке Приволжской моноклинали, осложненной разломами, и Прикаспийской синеклизы, характерной солянокупольной тектоникой. Развитие крупнейшей в Европе реки Волга придало морфоструктурам региона ряд специфических черт, заключающихся в препарировке стойких толщ и образовании уникальных обрывов с одной стороны и формировании геологических обнажений в пластах Прикаспийской синеклизы с другой стороны.

На протяжении последней четверти века изучались уникальные геоморфологические образования и геологические разрезы Нижнего Поволжья, которые были описаны в ряде статей и книг (Колбин, 1948; Геология.., 1970) и рекомендованы как геолого-геоморфологические памятники природы (ГГПП). К ранее изученным ГГПП в Волгоградской области относятся неповторимые обрывы Столбичей, Ураков бугор, конкреции песчаников близ с. Антиповка – «Караваи», камышинские горы – «Уши», Александровский грабен. Все они находятся выше по течению г. Волгограда и частично утверждены Министерством природных ресурсов и окружающей среды Волгоградской области. Кафедра географии и геоэкологии и лаборатория ландшафтоведения Волгоградского государственного социально-педагогического университета на протяжении многих лет с перерывами занимаются описанием Волго-Ахтубинских берегов в пределах Волгоградского Поволжья. Назрела необходимость обобщить накопленный материал, так как выяснилась уникальность изученных разрезов, их стратотипичность и неповторимость. Рассматриваемые ниже опорные разрезы описывались неоднократно, накапливался материал. Первоначально интерес был вызван практическими вопросами, так как один из соавторов ранее работал по тематике структурно-геоморфологических изысканий в рельефе с целью определения проявлений и направленности новейших тектонических движений. Для этого им было проведено системное описание берегов Волго-Ахтубинской поймы ниже Волгограда. Составлены геолого-геоморфологические профили. Из числа изученных, на наш взгляд, наибольшую научную информативную ценность представляет 4 разреза на Волге и 2 – на Ахтубе.

В данной статье мы обращаем внимание на ряд геологических разрезов, которые вскрывает Волга ниже г. Волгограда. Опишем их кратко.

Ниже Красноармейского района г. Волгограда вблизи пос. Светлый Яр правый берег Волги на протяжении нескольких километров представляет собой почти сплошное обнажение – обрыв высотой до 20 м. Оно начинается ниже с. Татьянка (входит в г. Волгоград). Здесь вскрываются три подразделения плейстоцена. Под почвой вскрываются глины монтмориллонитовые, слабопесчаные, горизонтально слоистые, относительно небольшой мощности (2-4 м). В глинах найдены моллюски рода Dreissena и рода Didacna. По определению В.Я. Табояковой, наиболее характерны виды Dreissena polimorpha, D. rostriformis, Didacna protracta и D.parallela. Ниже вскрывается очень мощная толща песков светлых, кварцевых, средне- и мелкозернистых. Их мощность достигает 16-18 м. По залеганию ниже хвалынских шоколадных глин пески могут быть отнесены к верхнехазарским, что подтверждает и сопоставление с другими разрезами. Третий слой – глины серые, песчанистые мощностью 3-4 м. Вместе с подстилающими слоями они образуют антиклинальную складку. Так как из этого слоя не удалось выделить органических остатков, предположительно отнесем их нижнехазарскому ярусу. Четвертый слой – глины темно-серые, тяжелые по механическому составу, выступают выше уреза Волги на 6-8 м. По аналогии с другими обнажениями относятся к бакинскому ярусу. Данный разрез вскрывается в вогнутой излучине, имея мощность до 30 м, он представлен характерным горизонтом плейстоцена Прикаспия, его можно считать стратотипическим для Приволгоградской части правого берега Волги. Ввиду того, что пос. Светлый Яр расширяется и благоустраивается, разрезу грозит уничтожение. Часть его необходимо оставить в естественном виде. Для этого есть вариант и возможность ввести в ранг памятника природы геолого-геоморфологического значения.

Приведенный разрез характерен для куполовидной солянокупольной структуры средней активности с наличием характерных горизонтов морского и континентального плейстоцена Прикаспия. В районе с. Солодники в правом берегу Волги вскрывается уникальный по мощности разрез шоколадных нижнехвалынских глин, достигающий толщины 12 м и отражающий активно формирующуюся мульду. Этот разрез также может быть признан памятником природы.

Ниже по течению Волги, в районе пос. Каменный Яр, в крутой излучине Волги, выходят опоки сероватожелтого цвета, которые сопоставляются с опоками сызранского яруса палеогена Приволжской возвышенности. Нигде по берегам Волго-Ахтубинской поймы эти древние отложения не выходят на поверхность. О том, что Каменноярскому выступу соответствует положительная гравитационная аномалия, писал еще в 1945 г. М.В. Колбин (Колбин, 1948). По его мнению, выход палеоцена на поверхность обусловлен солянокупольным диапиром, а Волга отпрепарировала этот выступ, образовав характерный серповидный в плане изгиб. Поэтому Каменноярская излучина также представляет собой научный интерес и может быть рекомендована к статуированию.

Наиболее древние разрезы плейстоцена вскрыты от поверхности Прикаспийской равнины и до уреза Волги в пределах Черноярского купола. Здесь почти в 30-метровом разрезе в ядре купола у уреза Волги выходят черные бакинские глины, видимая мощность которых достигает 6-8 м. Выше залегает песчаная толща с прослоями супесей и суглинков хазарского яруса мощностью 13-15 м. Именно в этих отложениях находили многочисленные фоссилии хазарских слонов – мамонтов, в т.ч. полностью череп и бивни (Колбин, 1948). На Черноярском куполе есть ательские суглинки мощностью 4-5 м. В пределах Черного Яра выделяются наиболее полные геологические обнажения, которые характеризуют два типа фациально-формационных разрезов в Прикаспии: первый – наиболее развит хазарский горизонт – пески (20 м), подстилаемые бакинскими глинами и перекрытый шоколадными хвалынскими глинами, сильно сокращенными вследствие солянокупольной тектоники. Второй тип разреза – вниз по течению Волги, начиная со старицы происходит замещение шоколадных глин суглинками, а среди них – ательских и хвалынских на своде Черноярского купола развита линза супесей и песков, которую можно отнести к нижнехвалынским.

Приведем сокращенный разрез Черноярского обнажения (снизу-вверх): 1. Урез Волги – глины темно-серые песчанистые, слюдистые – 1,5 м. Бакинский ярус. 2. Бечевник – 3-4 м. 3. Пески светло-желтые – 6-8 м (hz_1). 4. Переслаивание песков и глин светло-бурого цвета – 2-3 м (hz_1). 5. Суглинки коричнево-серые («шоколадные») – 2 м (hz_2). 6-7. Пески светло-желтые слоистые (3 м), постепенно переходящие в суглинки светло-бурые – 1,0-1,5 м (hv_1). 8. Суглинки грязно-серого цвета и почвенный горизонт – 1 м (Q_4). Общая мощность – 22-23 м.

Ниже по течению Черного Яра происходит фациальное замещение описанных горизонтов на супеси и пески, подстилаемые бакинскими глинами, а в районе Копановки и южнее вновь появляются шоколадные нижнехвалынские глины, перекрытые сверху верхнехвалынскими песками. Черноярский разрез также можно считать стратотипическим, уникальным и его можно ввести в ранг памятников природы.

Пятый геологический разрез – левый берег Ахтубы – задокументирован нами только в пределах 80 км от г. Волжский и хут. Стасов, что ниже г. Ленинск. Его типичное строение: вверху шоколадные глины (4-6 м); ниже ательские суглинки (6-8 м); ниже хазарские пески (до 10 м); у уреза темные бакинские глины. Ниже по течению Ахтубы происходит увеличение мощности шоколадных глин и сокращение ательских суглинков и песков, а бакинские глины и супеси также видны над урезом Ахтубы в районе х. Стасова. Геологический разрез здесь «чувствует» солянокупольную тектонику, является уникальным и может быть отнесен в геолого-геоморфологическим памятникам природы.

Шестой разрез позднеплейстоцен-голоценовых отложений, вскрытый по левому берегу Ахтубы, расположен в районе с. Колобовка. В нем сверху вниз под маломощной светло-каштановой почвой вскрыты суглинки (2-2,5 м) палевого цвета (Q_4). Ниже – второй слой представлен шоколадными слоистыми глинами с фауной мелких двустворок, по мнению В.Я. Табояковой Dreissena polimorpha, мощность глин 5-7 м. Ниже залегает слой суглинков светло-серого цвета, по-видимому, это ательский горизонт, его толщина – до 3 м. Ниже пески кварцевые в основном среднезернистые мощностью до 5 м – хазарские. Ниже осыпь. Всего нами было описано более 20 обнажений по берегам Волги и Ахтубы.

Нами был составлен профиль, охватывающий 350 км правого берега Волги. Он подтверждает зависимость рельефа Прикаспийской низменности от активности соляных куполов в голоценовое и плейстоценовое время. Первое предположение подтверждаются деформациями хвалынской морской равнины, которые достигают до 10 м, а иногда и более, а рост соляных куполов на протяжении плейстоцена зафиксированы в изменении мощностей как хазарских, так и хвалынских отложениях, которые также измеряются величинами до 10-15 м в каждый из веков (Васильев, 1961; Свиточ, Янина, 2004; Москвитин, 1962) Также следует еще раз обратить внимание на то, что солянокупольные структуры влияют на формирование излучины Волги между Волгоградом и Енотаевском: Красноармейская, Светлоярская, Ушаковская, Каменноярская, и др., которым по мнению М.В. Колбина (1948) обусловлены соляными куполами.

Также был составлен профиль по левому берегу Ахтубы. На нем отражены отдельные солянокупольные структуры – Паромненская, Ленинская и др., однако в менее выраженной форме, чем на Волге, что вполне объяснимо активным смещением Волги вправо и более пассивным развитием менее водоносного водотока Ахтубы влево, за исключением отдельных резких излучин у пос. Средняя Ахтубы, Царева, Капустина Яра и др.

В заключении отметим, что изучение типичных геологических разрезов плейстоцена такой активной в новейшее время структуры как Прикаспийская впадина, к тому же характерной соляными куполами и мульдами, дает возможность палеогеографического и неотектонического анализов. Поэтому наша задача – привлечь внимание к стратотипическим разрезам с целью их дальнейшей популяризации и сохранено для будущих поколений.

Список литературы:

Колбин М.В. Новые данные по геоморфологии, тектонике и гравитационная характеристике куполовидных поднятий на правобережье р. Волги ниже Сталинграда. – БМОИП отд. геол. Т. 23, 1948

Геология СССР. Т. 4. – М.: Недра, 1970. – 666 с.

Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья // Труды Геологического и-та АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 49. – 255 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Основные черты геологического строения и палеогеографии плейстоцена Нижнего Поволжья // Экология антропогена и современности: природа и человек: материалы конф. Волгоград – Астрахань, 24-27 сент. 2004 г. – СПб: Гуманистика, 2004. – с. 67-70

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 263 с.

ПРОЦЕССЫ БЛОУАТИНГА (ГИДРОВУЛКАНИЗМА) В ФОРМИРОВАНИИ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАБАЙДАК И КУВАЙ

А.Л. Будников

ООО «Гео Компани Рус», с. Малоенисейское, Алтайский край, Россия, telenba@mail.ru

PROCESSES BLOWOUT (HIDROVOLCANIC) IN THE FORMATION OF QOLD DEPOSITS IN THE FIELDS KHABAYDAK AND KUWAI

A.L. Budnikov, OOO «Geo Kompany Rus», S. Maloyeniseiskii, Altai Krai, Russia

Впервые термин **blowout** (блоуаут, дословный перевод – выброс фонтана) был введен геологом В.А. Епифановым в 2010 г. при изучении реликтовых алмазоносных галечников на территории Саха-Якутия (Епифанов, -2010; Епифанов,-2014). Термин означает фонтанирующие напорные воды, представляющие собой газоводную смесь – флюид, выбрасывающие на дневную поверхность напорными водами различный каменный материал.

Изучение терригенных отложений в свете теории блоуатинга позволяет взглянуть на формирование золотоносных россыпей Восточного Саяна с позиций, отличных от ранее опубликованных, и решить многие вопросы о генезисе, методике поисков, разведке и отработки многих россыпных месторождений золота.

Все известные месторождения россыпного золота на юге Красноярского края были открыты и изучены, в основном, в середине прошлого столетия, где использовались стандартные методики поисков и разведки россыпей. Актуальность выявления новых районов и ревизия старых объектов полностью или частично отработанных месторождений россыпного золота резко возрасла при выработке ресурсов прежних методических приемов и смене геологических условий ведения работ. Такая ситуация возникла на юге Красноярского края, где ресурс «открытых» и изученных территорий практически полностью выработан.

Перспективность изучения золотоносных отложений, сформированных процессами блоуатинга, рассмотрим на примере россыпных месторождений Ивановского рудно-россыпного узла, куда входят известные россыпи руч. Хабайдак и р. Таловка с притоками, а так же россыпи долины реки Кувай, пространственно и генетически приуроченных к экзоконтакту гранитоидов Кутурчинского массива.

На месторождении Хабайдак кроме рыхлых золотоносных отложений, относимых ранее к аллювиальным и аллювиально-карстовым образованиям, фиксируются несколько рудопроявлений (Водораздельное, Азямовское, Правотальское и др.) малосульфидного золото-кварцевого формационного типа. Оруденение штокверкового типа пространственно приурочено к контакту известняков и терригенных образований, представленных табачно-зелеными, лиловыми алевролитами и алевропесчаниками, являющихся в данном случае геохимическим барьером (экраном), перед которым и происходили основные рудообразующие процессы с последующим формированием контактово-карстовых кор выветривания. Вмещающие рудную минерализацию известняки интенсивно трещиноваты и имеют четко выраженную зональность, обусловленную различной степенью трещиноватости, не характерной для пород, претерпевших тектоническое воздействие, а скорее всего, были подвержены подземному сухому взрывному воздействию с формированием взрывных воронок (трубок) выброса.

На территории Ивановского рудно-россыпного узла воронки имеют неправильную или округлую форму размером от нескольких метров до нескольких десятков и даже сотен метром и глубиной до 50-60 м. Эпицентр воронок взрыва, чаще всего, выполнен крупными, иногда до 1-1,5 м, (чаще 50-60 см) остроугольными обломками известняков, кварца, окварцованных известняков в сером буровато-сером глинистом цементе. Так же среди обломков отмечаются и экзотические породы, представленные гранитоидами, диоритами, диоритовыми порфиритами и идиоморфными кристаллами лимонитизированного пирита размером до 10-15 см. При удалении от эпицентра воронки к ее периферии в коренных породах так же отмечаются следы воздействия взрывного характера на известковистые породы, выраженные в различной интенсивности и степени трещиноватости. Известняки разбиты частой мелкой сетью трещин, отчего приобретают облик какеритов или мелкообломочных брекчий (легко разбирающиеся руками), с постепенным переходом в породы, раздробленные до состояния муки.

Такие газовые (сухие) и газо-водные высоконапорные источники взрыва вблизи своих устьев и по периферии воронок взрыва отлагают массу обломочного материала, вынесенного из дренирующего канала, так и из вовлеченных в разгрузку нижних горизонтов золотоносных контактово-карстовых кор выветривания с формированием микро- и мезорельефа, практически неотличимого от «классического ледникового или аллювиального». Образующиеся осадки обогащены золотом и изначально не сортированы по гранулометрии и степени окатанности. При этом они формируют скопления в виде вывалов округлой формы, мощностью до 7-10 м. с последующим уменьшением мощности отложений при удалении от центра воронки до 2-3 м. В ожелезненных конгло-брекчиях содержатся разные по составу обломки горных пород и минералов, не всегда характерные для данного геологического полигона, вынесенные из земных недр из различных литологических горизонтов различных стратиграфических уровней. Обломки составляют до 50-60% от общего объема отложений, причем характерной особенностью является то, что среди крепких (не выветрелых) обломков, таких как: алевролиты, известняки и диоритовые порфириты отмечаются их совершенно выветрелые аналоги размером до 20-30 см, сохранившие лишь свою форму, размеры и некоторые структурно-текстурные признаки. Присутствие в конглобрекчиях выветрелых и дробленых обломков диоритов, алевролитов и даже известняков невозможно объяснить аллювиальными процессами. Любая выветрелая порода при воздействии на нее водных процессов истирается, размывается и превращается в песчано-глинистый материал.

Характерной особенностью данных отложений является полное отсутствие каких-либо текстурных признаков напластования и слоистости. Породы однотипны, монотонны, с пятнистой текстурой за счет включения различных обломков. Контакты с нижележащими коренными породами четкие, неровные, но без следов размыва. Даже на тонкопередробленных известняках (до состояния муки) никаких следов размыва не фиксируется. Золото мелкое, неокатанное, часто в лимонитовой рубашке, распределено хаотично, нет тех закономерностей (струи, обогащение приплотиковой части и т.д.), характерных для типично аллювиальных россыпей золота. Отмечается некоторая закономерность в увеличении содержания металла в эпицентре воронки и вблизи ее края.

Так же поражает их биологическая немота, которая выражается в полном отсутствии органических остатков и споро-пыльцевых комплексов, что не позволяет отнести данные отложения к обычным породам. Все эти признаки позволяют утверждать, что данные взрывные конгло-брекчии, широко развитые на Ивановском рудно-россыпном узле, и в особенности на месторождении Хабайдак, не могли сформироваться как нормальный классический аллювий. Следует предположить, что они сформировались in situ, вследствие неких катастрофических явлений, которые сопровождались активными взрывными процессами с выбросами на дневную поверхность огромных масс пород, обогащенных рудным и коровым золотом. Такие процессы были разрознены в пространстве, но тяготели к определенным зонам и районам с развитыми процессами карстования карбонатных пород.

Подобная ситуация в генезисе золотоносных россыпей изучалась автором и в долине реки Кувай, где в составе терригенных отложений, вмещающих золотоносную россыпь, отмечаются аналогичные по цвету, структурно-текстурным признакам и составу обломочного материала монотонные, однотипные, немые железистые конглобрекчии, имеющие в своем составе выветрелые обломки гранитоидов и других пород. Осадки практически полностью аналогичны описанным выше на месторождении Хабайдак.

Отличительной особенностью терригенных отложений долины р. Кувай является наличие в определенных локальных местах среди несортированных по гранулометрии и степени окатанности отложений участки с вертикально-ориентированными обломками различного размера и степени окатанности, явно приуроченных к древним дренажным каналам. Вертикальное расположение обломков и гальки указывает на первичное выдавливание некоторого объема пастообразных пластичных масс, представленных переотложенными продуктами коры выветривания, с последующим взрывным выбросом их на поверхность земли. Наряду с этим происходивший обильно-водный процесс напорного фонтанирования привёл к размыву выброшенного материала и сформировал осадки по облику сходные с типичными аллювиальными и флювиогляциальными отложениями. Последующая ландшафтная история этих осадков в ряде случаев способна привести к формированию россыпей.

При выявлении на местности подобных перспективных мест, где были развиты процессы блоуаутинга, совершенно не обязательна их приуроченность к долинам водотоков, скорее всего долины рек уже впоследствии унаследовали такие места массового взрывного гидровулканизма. Подобные образования встречаются не только в долинах рек, но отмечаются на водораздельных пространствах и их склонах, что существенно увеличивает перспективность выявления золотоносных участков при ревизии ранее отработанных россыпей золота. В пределах водораздельных поверхностей золотоносные ожелезненные конглобрекчии могут образовывать покровы не сплошные, но обширные, с выраженными в рельефе разномасштабными кольцевыми структурами, характерными для подобных образований и хорошо различимыми на аэро- и космоснимках, что является несомненным поисковым признаком. При изучении подобных кольцевых структур рекомендуется широкое применение различных геофизических методов исследования, в частности, изучение методом ВЭЗ, с последующей заверкой буровыми и горными работами.

Принципиально важен вопрос о самой возможности существования самопроизвольных газовых и газоводных выбросов, их мощности и глубины заложения в недавнем геологическом прошлом. Ответ на этот вопрос был получен весной 2013 г. в приустьевой левобережной части р. Енисей, где произошел «сухой» газовый самопроизвольный выброс на дневную поверхность горных пород объемом более 1200 м³ (Дерябинская воронка) и разбросанных в радиусе более 1 км. Позднее подобные образования отмечались на полуострове Ямал (Бованенковская воронка, диаметром 40 м.) и Антипаютинская воронка диаметром 15-20 м. на полуострове Таз.

Если подобные процессы происходят даже в настоящее время, то вполне вероятно их катастрофическое воздействие на земную поверхность в недавнем геологическом прошлом (плейстоцен ?) с формированием микро- и мезорельефа в местах распространения кор химического выветривания различных морфологических типов, пространственно приуроченных к полям карстования кембрийских известняков.

Список литературы:

Епифанов В.А. «Blowout fluid» как возможная причина формирования алмазоносных россыпей. Новосибирск: Материалы XIV международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания, 2010. –С. 234-239.

Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Минин В.А. Новый взгляд на образование алмазоносных «водораздельных галечников» и инновационный метод поиска погребенных кимберлитовых тел. Новосибирск: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, № -4, 2014. С. 109-127.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ Р. ВЫМЬ В ВЕРХНЕМ И СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИЯХ В ГОЛОЦЕНЕ

М.Н. Буравская

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, buravskaya@geo.komisc.ru

HISTORY OF THE VALLEY VYM RIVER IN THE UPPER AND MIDDLE STREAMS IN HOLOCENE

M.N. Buravskaya, Institute of Geology, Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

Современное состояние природных ландшафтов есть следствие относительно недавней их истории. Изучение окружающей среды в голоцене позволяет определить процессы, сформировавшие современные природные комплексы и предположить их развитие в ближайшем будущем.

Река Вымь течёт в юго-западной части Республики Коми, берет начало у хребта Покъюиз на Тиманском кряже и является правым притоком р. Вычегды. Протекает через ледниковую пологоволнистую, слабо возвышающуюся к северо-востоку равнину с устойчивыми к размыву осадками. В верхнем течении река узкая, меандрирующая, имеет неширокую долину с пологими залесёнными склонами и развитой двухсторонней поймой. В среднем течении, до устья р. Весляны, Вымь отличается прямолинейностью. Русло ограниченно выходами на дневную поверхность древних коренных пород, осложнено перекатами. Ниже ширина русла увеличивается, течение становится спокойным.

В позднеледниковье – начале голоцена в результате постепенного понижения базиса эрозии происходит формирование I надпойменной террасы. Аккумуляция аллювия и образование современной поймы протекает в условиях расширения долины.

В строении современного аллювия среди непосредственно русловых отложений можно наблюдать осадки прирусловой отмели, накопление которых проходило на меандрирующих участках реки. Представлены они серым и темно-серым мелко- среднезернистым песком с включениями и тонкими прослоями мелкого гравия. Средний диаметр частиц составляет 0,238 мм, осадки хорошо сортированы (S_c=0,52).

Аккумуляция пойменных отложений в течение голоцена происходила в условиях ограниченного развития поймообразующих процессов. Пойма сформировалась в виде узких полос и незначительна по мощности напластования. Незначительное поступление влекомых песчаных наносов в ходе эрозии привело к слабому развитию прирусловых валов и выраженности пойменного рельефа. Субфация прирусловых валов сложена серым мелкозернистым песком средней степени сортированности материала ($d_{ср}$=0,124 мм при S_c=0,49) с тонкими прослоями среднезернистого песка и алеврита, придающими отложениям косую волнистую слоистость. Чаще всего пески, слагающие вал, вверх по разрезу утоняются и переслаиваются с супесями собственно пойменных отложений.

Старичные озера в долине р. Вымь встречаются крайне редко. Литологически устойчивые берега не позволяют меандрам развиваться до критического состояния и образовывать старицы. Комплексное изучение старичных осадков проведено в обрыве правого берега реки в 2 км ниже по течению от устья р. Нижняя Видзью. В основании разреза мощностью 1,25 м залегает серый тонкозернистый песок с прослоями и линзами суглинка, слагающий озерно-речную субфацию старичного аллювия. Осадконакопление происходило при периодической связи водоема с главным руслом реки во время половодий. Пески средней степени сортированности материала (S_c = 0,47 при $d_{ср}$ = 0,055 мм). Перекрываются осадки озерно-болотной субфацией, мощностью 1,5 м, сформированной в спокойной седиментационной обстановке при полной изоляции старицы от реки. Отложения представлены сизо-серым неслоистым суглинком и серо-коричневой пластичной глиной и перекрыты темно-коричневым торфом.

Формирование старичного аллювия происходило в условиях небольшого замкнутого водоема, образованного в атлантическом периоде в понижении поймы, т.к. следов блуждания русла по космоснимкам программы Googls «Планета Земля» не обнаружено. Пойменные отложения, перекрывающие старичную фацию, сложены коричневым суглинком, переходящим вверх по разрезу в коричневую супесь.

Изучение палеоботанического материала старичного аллювия спорово-пыльцевым анализом сделало возможным проследить историю развития растительности в бассейне реки с позднеатлантического (At-3) периода до раннего субатлантического (Sa-1) (Буравская, Марченко-Вагапова, 2014). Растительные комплексы позднеатлантического и среднесубореального периодов указывают на произрастание в долине реки хвойных лесов с примесью березы, ольхи со значительным участием широколиственных пород. Открытые участки были заняты лугами.

В раннем и позднем суббореале, а также в раннем субатлантике господствовали разреженные лесные группировки из березы и сосны. Открытые территории зарастали папоротниками.

Современный растительный комплекс характеризует этап развития хвойных лесов из ели и сосны, с примесью березы, ольхи и сообществами из папоротника и сфагнума.

Обобщая результаты палеогеографических исследований в бассейне верхнего и среднего течений р. Вымь, можно сделать следующие выводы.

Формирование долины в течение голоцена происходило в условиях её расширения с незначительными горизонтальными деформациями русла. Современная пойма была узкой, заросшей, маломощной.

По данным изменения растительности выделяются два климатических периода: позднеатлантический и среднесубореальный, когда в долине реки происходило распространение таежных лесов с участием широколиственных пород. Периоды похолоданий характеризуются развитием лесных группировок, сформированных в основном березой и сообществами из папоротника.

Список литературы:

Буравская М.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Четвертичные отложения в долине р. Вымь // Прошлое, современное состояние и прогноз развития географических систем: Материалы Всерос. научной конференции с международным участием. Киров, 2014. С. 59-62.

ГУМУСНОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВ КАРГИНСКОГО МЕГАИНТЕРСТАДИАЛА (МИС 3) ПРИБАЙКАЛЬЯ

Н.В. Вашукевич[1,2], Г.А. Воробьева[1], Н.Е. Бердникова[1]
[1]Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, nadiav@bk.ru,
[2]Уральский государственный аграрный университет, Екатеринбург, Россия

HUMUS STATUS OF THE KARGA MEGAINTERSTADIAL (MIS-3) SOILS IN PRIBAIKALYE

N.V. Vashukevich, Irkutsk State University, RussiaUral State Agrarian University, Ekaterinburg, Russia
G.A. Vorobyeva, N.E. Berdnikova, Irkutsk State University, Russia

Многочисленными исследованиями последних десятилетий (Бирюкова, 1978; Бирюкова, Орлов, 1980; Дергачева и др., 2000 и др.) установлена возможность реконструкции природной среды по признакам, закоди-

рованным в палеопочвах или ее компонентах. Важнейшим компонентом – индикатором состояния природных условий во время формирования погребенных почв являются гумусовые вещества. Они наиболее рефлекторны по отношению к климатическим условиям, при этом количество гуминовых кислот тесно связано с температурным режимом, а фульвокислот – с влажностью (Дергачева, Рябова, 2005). Предложено понятие «гумусовая память почв» (Дергачева, 2008), обозначающее устойчивую во времени «запись» гумусовыми веществами информации об условиях своего образования, которая является одной из составляющих более широкого понятия «память почв».

Показатели гумусного состояния почв (Орлов и др., 2004) с точки зрения их использования при палеогеографических реконструкциях были разделены на две группы. К первой группе отнесены: групповой состав гумуса, величины отношений $C_{гк}/C_{фк}$, содержание углеводов, хлорофилла, фракции Pg и коэффициенты экстинции гуминовых кислот. Эти показатели связаны с биоклиматическими условиями формирования гумусовых веществ, и, при изоляции погребенной почвы от биологически активной среды, нахождении ее вне зоны современного процесса гумификации, их исходные значения остаются практически неизменными. Ко второй группе показателей относится фракционный состав гумуса, отражающий характер и прочность связи отдельных фракций гумусовых кислот с минеральной частью почвы. Эта группа признаков гумусного состояния погребенных почв зависит от миграции веществ в толще осадка после захоронения и свидетельствует о вторичных преобразованиях форм связи гумусовых веществ с минеральными компонентами (Бирюкова и др., 2008).

Целью данной работы является реконструкция условий почвообразования в Прибайкалье на протяжении каргинского мегаинтерстадиала на основе изучения гумусного состояния погребенных почв.

Объекты исследований- почвенные комплексы каргинского времени (МИС 3), изученные в 2010 г. в рамках совместной экспедиции сотрудников Иркутской лаборатории археологии и палеоэкологии ИАЭТ СО РАН, Иркутского госуниверситета, Санкт-Петербургского госуниверситета и Института географии СО РАН. Работы проводились на геоархеологических разрезах Прибайкалья: Игетейский Лог 2, Большой Нарын 2, Мальта-Мост 1, Мальта-Стрелка, а также на разрезе Усть-Одинский. Ниже приведены описания разрезов и результаты датирования (Воробьева и др., 2011).

Игетейский Лог 2: 53°34'50.4 с.ш., 103°25'49.5 в.д., высота 410 м, склон вблизи Лога, относительная высота над урезом Ангары 38 м, ныне береговое обнажение высотой 8-9 м над уровнем Братского водохранилища. Солифлюцированная гумусированная часть верхнеосинской (os^2) вскрыта на глубине 130-172 см от современной поверхности. Датировка верхней (гл. 139-159 см) части почвы- 26 980 ± 1220 cal BP л. (ЛУ-6515). Нижнеосинская почва (os^1) вскрыта на глубине 198-256 см, датировки почвы (гл. 212-221 см)- 38 060 ± 830 cal BP л. (ЛУ-6553); (гл. 232-244 см) – 42 430 ± 1030 cal BP л. (ЛУ-6552А).

Большой Нарын 2: 53°33'51.1 с.ш., 103°32'25.3 в.д., высота 402 м, террасовидная поверхность, относительная высота над урезом р. Ангары 38-40 м, ныне береговое обнажение с абразионным уступом высотой 8-9 м над уровнем Братского водохранилища. Солифлюцированная верхнеосинская (os^2) почва вскрыта на гл. 150-200 см, датировка черных гумусово-углистых прерывистых прослоек в ее подошве- 32 150 ± 840 cal BP л. (ЛУ-6554). Ниже на гл. 210-220 см вскрыт педоседимент, предположительно, нижнеосинской почвы.

Мальта – Мост 1: 52°49'40.4 с.ш., 103°33'32.0 в.д., террасовидная поверхность, относительная высота над урезом р. Белой 20-25 м. Верхнеосинская почва сильно деформирована, ее седименты внедрены в сартанские лессовидные отложения на гл. 210-290 см. Полосы и линзы нижнеосинской почвы выявлены на гл. 316-331 см, датировка- 38 980 ± 1920 cal BP л. (ЛУ-6555А).

Мальта – Стрелка: 52°49'28.3 с.ш., 103°33'00.3 в.д., террасовидная поверхность, относительная высота над урезом р. Белой 20-25 м. Седименты верхнеосинской почвы вскрыты на гл. 190-230 см от поверхности, датировка- 26 190 ± 750 cal BP л. (ЛУ-6529). Седименты нижнеосинской почвы выявлены на гл. 246-262 см, датировка- $\geq$ 36 940 ^{14}C (ЛУ-6526).

Разрез Усть-Одинский: 53°27'52.3 с.ш., 103°45'35.4 в.д., высота 422 м, терраса р. Оды относительная высота 13-16 м. Следы каргинского почвообразования в виде слоев слабой гумусированности и ожелезненности, вскрыты на гл. 380-480 см. Возраст гумуса нижнеосинской почвы (гл. 380-390 см)- 39430±1730 cal BP л. (ЛУ-6517А).

Аналитическое изучение фракционно-группового состава гумуса выполнено в лаборатории кафедры почвоведения и оценки земельных ресурсов ИГУ по методике Пономаревой–Плотниковой, 1980. Для описания гумусного состояния палеопочв использованы: содержание общего углерода ($C_{общ}$), углерода гуминовых кислот (ГК) и фульвокислот (ФК), их соотношение ($C_{гк}/C_{фк}$), характеризующее тип гумуса или меру глубины гумификации органического вещества, доля гуминовых кислот ($C_{гк}/C_{общ}$) или степень гумификации органического вещества.

Согласно детальным педолитологическим исследованиям (Воробьева, 2010) выявлено, что в Прибайкалье климат первой и второй половины каргинского мегаинтерстадиала существенно различался. В раннекаргинское время (57–42 тыс. л.н.) шло активное накопление лессовидных отложений в условиях довольно холодного и аридного климата с непродолжительными фазами потепления. Результатом явились две-три слаборазвитые криоаридные почвы – «горизонты выветривания», вероятно, представленные горизонтами BC. Характеристика гумусного состояния «горизонтов выветривания» приводится по образцам, отобранным из раскопа Большой Нарын 2 с глубины 250-300 см от поверхности. Содержание гумуса в них очень низкое (0,28-0,65%), тип гумуса, в основном, очень фульватный ($C_{гк}/C_{фк}$ 0,25-0,26), степень гумификации органического вещества слабая (10-11%). Выявленные параметры гумусного состояния соответствуют заключению о том, что наиболее подхо-

дящими аналогами раннекаргинских (kr^1) почв являются современные арктические почвы, развивающиеся на сухой многолетней мерзлоте (Воробьева, 2010).

Климат второй половины каргинского мегаинтерстадиала был более благоприятен для развития растительного покрова. К верхнекаргинским (kr^2) отложениям приурочены более развитые почвы, называемые осинским (os) педокомплексом, который имеет сдвоенный характер. В разрезах представлены нижнеосинская (os^1) и верхнеосинская (os^2) почвы или продукты их переотложения (kr^2 os^{1-2}). По имеющимся данным (Воробьева и др., 2011) датировки гумуса верхнеосинских почв укладываются в интервал 24-31 ^{14}С тыс. л., нижнеосинских – в интервал 33-37 ^{14}С тыс. л.

При изучении осинского педокомплекса в разрезах Игетейский Лог 2, Большой Нарын 2 и Усть-Одинский выявлены наиболее контрастные отличия гумусного состояния двух почв. Нижнеосинские почвы os^1 в этих разрезах характеризуются малым (1,6-1,8%) и низким (2,5%) содержанием гумуса с чисто гуматным составом ($С_{гк}/_{Сфк}$ 2,3-3,2). Степень гумификации органического вещества высокая в разрезах Игетей и Нарын (39-40%) и очень высокая (43%) в Усть-Одинском разрезе. Величина негидролизуемого остатка- 40-60%. Сравнительная оценка состава гумуса данных почв с современными аналогами (Вашукевич,1998) позволяет сделать заключение о развитии на этих участках почв черноземного типа. Почвы лесного типа развивались в начале позднекаргинского времени в долине реки Белой. В разрезах Мальта-Мост 1 и Мальта-Стрелка нижнеосинские почвы имеют малое содержание гумуса 0,8-1,1%, тип гумуса гуматно-фульватный ($С_{гк}/_{Сфк}$ 0,8-1,1) степень гумификации органического вещества слабая (10-11%). Негидролизуемый остаток колеблется в пределах 60-70%.

Верхнеосинские (os^2) почвы во всех рассмотренных разрезах имеют близкие показатели гумусного состояния. При слабой степени гумификации (10-12%) в этот период почвообразования формируется фульватный состав гумуса с отношением $С_{гк}/_{Сфк}$ 0,5-0,73. Негидролизуемый остаток в основном приближен к 70%. Данные палеопочвы по признакам гумусного состояния можно соотнести с современными лесными почвами, которые формируются условиях холодной северной части Иркутской области и горного обрамления Байкала (Воробьева, 2010). Их общей особенностью являются отрицательные температуры в профиле почв на протяжении большей части года и очень низкие положительные температуры летом

Термин «каргинский мегаинтерстадиал» указывает на значительные климатические колебания, с доминированием фаз, отличающихся от ледниковий более мягким климатом, но не достигающих теплообеспеченности, характерной для межледниковий. Представления об амплитуде потеплений в МИС 3 неоднозначны и являются окончательно нерешенной палеоклиматической проблемой, в том числе и для Прибайкалья (Воробьева и др., 2010, 2011). В связи с криогенными деформациями и активизацией склоновых процессов осинские почвы в разрезах Прибайкалья представлены преимущественно педоседиментами. Зачастую их стратиграфическая принадлежность не определима.

Рассмотренные в данной работе характеристики состава гумуса почв каргинского мегаинтерстадиала, при условии накопления аналитического материала, дают возможность более уверенно проводить идентификацию принадлежности педоседиментов нижне- или верхнеосинским почвам и детализировать особенности позднекаргинского почвообразования в различных по топографическому положению и литостратификации верхнепалеолитических комплексах.

Список литературы:

Бирюкова О.Н. Органическое вещество погребенных почв лессовых отложений, его значение для общей теории гумификации и палеопочвенных реконструкций. Автореф. дис. … канд. биол. наук. – М., 1978. –22 с.

Бирюкова О.Н., Орлов Д.С. Состав и свойства органического вещества погребенных почв // Почвоведение. –1980. – № 9. –С. 49-66.

Бирюкова О.Н., Орлов Д.С., Бирюков М.В. Гумусное состояние погребенных почв лессовых отложений Минусинского межгорного прогиба// Почвоведение. –2008. –№ 5. –С. 533-544.

Вашукевич Н.В. Состав гумуса современных почв как основа диагностики условий гумусообразования в плиоцен-голоценовое время (Препринт). – Новосибирск, 1998. –18 с.

Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2010. – 205 с.

Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е., Вашукевич Н.В., Арсланов Х.А., Рыжов Ю.В. Каргинский мегаинтерстадиал Прибайкалья: характер отложений и проблемы датирования // Проблемы археологии, этнологии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. –2010. –Т.XVI. – №1. – С.33-36.

Воробьева Г.А., Арсланов Х.А., Бердникова Н.Е., Вашукевич Н.В., Рыжов Ю.В., Чайка Н.В. Седименты каргинских почв в разрезах геоархеологических объектов Южного Прибайкалья // Древние культуры Монголии и Байкальской Сибири: мат-лы междунар. науч. конф. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. – Вып. 2. – С. 49-57

Дергачева М.И. Гумусовая память почв // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М., 2008. –С. 530–560.

Дергачева М.И., Вашукевич Н.В., Гранина Н.И. Гумус и голоцен-плиоценовое почвообразование в Предбайкалье. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2000. –204 с.

Дергачева М.И., Рябова Н.Н. Коррелятивные связи состава гумуса и климатических показателей в условиях горных территорий юга Сибири // Вестник Томского государственного университета. –2005. –№ 15. –С.68–71.

Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Розанова М.С. Дополнительные показатели гумусного состояния почв и их гумусовых горизонтов // Почвоведение. –2004. –№ 8. –С. 818-926.

ЛЕССОВО-ПОЧВЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С МОРСКИМИ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

А.А. Величко[1], О.К. Борисова[1], А.Л. Захаров[1], Н.В. Карпухина[1], Ю.М. Кононов[1], Е.А. Константинов[1], Р.Н. Курбанов[1], Т.Д. Морозова[1], П.Г. Панин[1], В.В. Семенов[1], А.С. Тесаков[2], С.Н. Тимирева[1], В.В. Титов[3]

[1] *Институт географии РАН, Москва, Россия,* paleo_igras@mail.ru

[2] *Геологический институт РАН, Москва, Россия,* tesak-ov@yandex.ru

[3] *Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия*, vvtitov@yandex.ru

LOESS-SOIL FORMATION OF THE SOUTH EAST-EUROPEAN PLAIN AND ITS RELATIONSHIP WITH MARINE AZOV-BLACK SEA SEDIMENTS

A.A. Velichko, O.K. Borisova, A.L. Zakharov, N.V. Karpukhina, Yu.M. Kononov, E.A. Konstantinov, R.N. Kurbanov, T.D. Morozova, P.G. Panin, V.V. Semenov, S.N. Timireva Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; A.S. Tesakov, Geological Institute RAS, Moscow, Russia;

V.V. Titov, Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Северо-Восточное Приазовье является одним из опорных регионов, позволяющих установить последовательность ландшафтно-климатических циклов плейстоцена в пределах семиаридной зоны юга Восточно-Европейской равнины. Здесь в ряде естественных обнажений обрывистых берегов Таганрогского залива вскрываются толщи субаквальных отложений (аллювиальные, принесенные Пра-Доном, лиманные и лиманно-морские), перекрытые субаэральными отложениями, относящимися, прежде всего, к лёссово-почвенной формации. Несмотря на более чем столетнюю историю, исследованность этих толщ остается неравномерной: по сравнению с субаэральными, изученность субаквальных отложений представляется более продвинутой. Активизировавшееся в последнее время комплексное применение литологических, палеонтологических, геомагнитных методов позволило генетически дифференцировать и надежно подразделить субаквальные отложения на серию разновозрастных трассовых уровней. Значительно меньшей упорядоченностью характеризовалась генетическая и хронологическая интерпретация залегающих на этих уровнях лёссово-почвенных толщ. Для установления надежной последовательности смен лёссово-почвенных циклов в интервале плейстоцена необходимо было не только выявить индивидуальные свойства горизонтов почв в отдельном разрезе, но также установить их пространственно-генетическую выдержанность и, что особенно важно, получить палеонтологические данные для отдельных горизонтов, которые бы позволили подойти к оценке их хронологической позиции.

Неоднородность мощности, строения и возраста лёссово-почвенных серий Северо-Восточного Приазовья связана с особенностями залегания лёссового чехла. Он перекрывает разновозрастные террасовые аллювиально-морские уровни, которые фрагментарно выражены на побережье Таганрогского залива. На относительно древних уровнях сложность строения и мощность лёссово-почвенной серии, как правило, увеличивается, а на относительно молодых соответственно уменьшается. Эта закономерность позволила подойти к хронологической дифференциации отдельных горизонтов лёссово-почвенной формации Северо-Восточного Приазовья на основании палеофаунистических характеристик из кровли субаквальных отложений, слагающих цоколь террас.

Наиболее сложным строением характеризуется участок к юго-западу от г. Мариуполя – разрез Мелекино. Лагунные отложения, подстилающие лёссовую толщу, вмещают костные остатки мелких млекопитающих, относимых к одесскому (Величко и др., 1973) фаунистическому комплексу (первая половина эоплейстоцена), что позволяет соотнести мелекинский уровень с VII террасой по схеме Н.А. Лебедевой (1972). Примечательно, что кровля лагунных отложений поднимается до абсолютной высоты 25-30 м. Выше сизых глин залегает мощная (до 30 м) субаэральная лёссово-почвенная толща, включающая до 6 погребенных уровней почвообразования (Величко и др., 1973). В основании субаэральной толщи между двумя ископаемыми почвами (балашовской и ржаксинской) зафиксирована граница между геомагнитными эпохами Матуяма и Брюнес (Величко и др., 2012; Семенов, 2011). Выше по разрезу было выявлено и диагностировано еще 4 погребенных почвенных комплекса (ПК): воронский (основная фаза – мучкапское межледниковье, MIS 13), инжавинский (основная фаза – лихвинское межледниковье, MIS 9), каменский (основная фаза – каменское межледниковье, MIS 7), мезинский (основная фаза – микулинское межледниковье, MIS 5e).

В разрезе южного побережья Таганрогского залива Порт-Катон, расположенного в пределах VI ногайской террасы (по Н.А Лебедевой, 1972), сизовато-серые лагунные глины с таманской (Tesakov et al., 2007) фауной (конец эоплейстоцена) перекрыты лёссовым чехлом, в строении которого нижнюю позицию занимает уже ржаксинская почва (Величко и др., 2010). Выше последовательность горизонтов лёссово-почвенной серии повторяет таковую, вскрытую в разрезе Мелекино (воронский ПК – инжавинский ПК – каменский ПК – мезинский ПК).

В разрезах V платовской террасы (по Н.А Лебедевой, 1972) южного побережья Таганрогского залива (разрезы Шабельское и Семибалки-2) лагунные отложения, содержащие тираспольскую фауну (вторая половина раннего плейстоцена), имеют постепенный переход к вышележащей субаэральной лёссово-почвенной серии, включающей в себя воронский ПК, инжавинский ПК, каменский ПК и мезинский ПК. В основании субаэральной пачки развит темный горизонт, интерпретируемый как гидроморфно-болотное образование (Величко и др., 2009). Развитые выше почвенные уровни приобретают более автоморфный облик.

Разрез Семибалки-1, относящийся к IV вознесенской террасе (по Н.А Лебедевой, 1972), характеризуется более простым строением по сравнению с разрезами V платовской террасы. Здесь непосредственно на глини-

сто-песчаном террасовом аллювии, содержащем костные остатки позднетираспольской фауны (конец раннего – начало среднего плейстоцена), развита красновато-бурая почва (Величко и др., 2009), рассматриваемая как основная часть воронского ПК. Залегающая выше лёссово-почвеная последовательность представлена инжавинским ПК, каменским ПК и раздвоенным мезинским ПК.

Наиболее молодым из рассмотренных уровней представляется II беглицкая терраса (по Н.А Лебедевой, 1972), выраженная к западу от устья Миусского лимана. Отличительной особенностью строения 12-ти метрового лёссового чехла, перекрывающего лагунные хазарские (по Tesakov et al., 2010) отложения основания террасы, является детальность палеопочвенной записи позднеплейстоценовой серии (Величко и др., 2012). Здесь на днепровско-московском лёссе, перекрывающем лагунные осадки, развит мезинский почвенный комплекс, включающий в себя две фазы почвообразования, которые по своему морфотипу соответствуют степным (нижняя – салынская, MIS 5e) и сухостепным (верхняя – крутицкая, MIS 5c) обстановкам. Залегающий выше слабовыраженный палеопочвенный уровень, который отнесен к брянскому (MIS 3) интерстадиалу, развит на сильно опесчаненном лессе, что может свидетельствовать об активизации эоловых процессов в Приазовье на данном этапе. Мощная пачка (около 5 м) поздневалдайского лесса (MIS 2) указывает на существенный рост скорости лессонакопления в данном интервале по сравнению с предшествующими этапами позднего плейстоцена.

Таким образом, в разрезах лёссово-почвенной формации Северо-Восточного Приазовья устанавливается последовательный ряд палеопочвенных компонентов, соответствующих межледниковым и интерстадиальным условиям. Их связь с аллювиально-морскими террасами позволила провести хронологическое обоснование отдельных палеопочв и лёссовых горизонтов, которые теперь уверенно можно использовать как хроностратиграфические реперы. Но что важнее, в результате проведенных исследований, впервые достоверно установлена хронологическая связь цепи палеогеографических событий плейстоцена на континентальной части юга Восточно-Европейской равнины с таковыми в Азово-Черноморском бассейне.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 14-17-00705 «Реакция степных экосистем юга Европейской части России и сопряженных прибрежных систем Приазовья и Прикаспия на разномасштабные изменения климата в прошлом (плейстоцен – голоцен) как основа для оценки тренда предстоящих перестроек в состоянии естественных и агроосвоенных ландшафтов семиаридной зоны в 21-22 в.в.»

Список литературы:

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М. Основные подходы к хроностратиграфическому расчленению лёссово-почвенной формации восточного Приазовья // Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России. – Ростов на Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, – 2010. – С. 52-64.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Доклады Академии наук, – 2009. – том 428, – № 6. – С. 815–819.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, – 2012. – Т. 445. – № 4. – С. 464-467.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строение и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. – М.: Наука, 1973. – С. 48-70.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. // Тр. ГИН АН СССР. – М.: Наука. 1972. – Вып. 215. – 136 с.

Семенов В.В. Экскурсы геомагнитного поля в плейстоценовых отложениях Восточно-Европейской равнины и их палеоклиматическое значение // Материалы международной научной конференции «Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата» (6-10 июня 2011 г., Ростов-на-Дону). – Ростов-на-Дону, Издательство ЮНЦ РАН, –2011. – С. 208-210.

Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Plio-pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // Quaternary International. – 2007. – V. 160. – № 1. – P. 57–69.

Tesakov A.S., Titov V.V., Bajgusheva V.S. Leonova N.V., Velichko A.A., Simakova A.N., Zastrozhnov A.S., Frolov P.D. Quaternary Stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connection between Europe, Africa and Asia // 2010 annual meeting INQUA-SEQS (Rostov-on-Don, Russia, June 21-26, 2010). Programme and guidebook of excursions. Rostov-on-Don, – 2010. – 48 p.

СКАНДИНАВСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ И ОКРУЖАЮЩИЕ ЛАНДШАФТЫ В ВАЛДАЙСКУЮ, ВИСЛИНСКУЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ

А.А. Величко, М.А. Фаустова, В.В. Писарева, Н.В. Карпухина
Институт географии РАН, Москва, Россия, paleo_igras@mail.ru

THE SCANDINAVIAN ICE SHEET AND THE PERIGLACIAL LANDSCAPES AT THE LATE GLACIAL EPOCHE (VALDAI, WEICHSEL)

A.A. Velichko, M.A. Faustova, V.V. Pisareva, N.V. Karpukhina, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

На основе обобщения геолого–геоморфологических, палеоботанических, радиометрических и палеофаунистических данных авторами восстанавливается динамика экосистем, отражающая этапы развития Сканди-

навского ледникового покрова в послемикулинское время и во время последнего максимума, включая его деградацию. На четыре хронологических среза: максимум поздневалдайского похолодания, аллеред, поздний дриас и пребореал составлены карты с границами ледника и приледниковых ландшафтов.

В первую половину последней ледниковой эпохи Скандинавский ледниковый покров оставался практически целиком в пределах Скандинавского щита. На основании палеоботанических, палеофаунистических и радиометрических данных выделены интервалы, соответствующие теплым климатическим условиям – послемикулинским интерстадиалам: первому, около 100 тыс. л.н (МИС 5c) – брерупу, включая его раннюю фазу – амерсфорт, и второму– 80 тыс. л.н. (МИС 5a) – оддераде. В это время почти вся территория Фенноскандии освобождалась от льда и восстанавливалась система природных зон (Mangerud, 2004, Vorren, Mangerud, 2008 и др.), однако, средние температуры воздуха были на 2–3° ниже, чем в межледниковье (МИС 5e). Во время первого интерстадиала значительная территория северной Скандинавии была занята тундровыми и степными ландшафтами. Южнее располагалась довольно узкая зона редколесий. На склонах щита, к северу и к югу от Балтийской котловины существовала обширная зона хвойных лесов, близких к современным южнотаежным, которая занимала северо-западную, центральную и южную часть Европы. В состав лесной растительности входили береза, сосна и ель с примесью широколиственных пород. В Восточной Европе возрастала роль хвойных пород. Более позднее потепление – оддераде, было более прохладным. В Западной Европе существовали леса среднетаежного типа, в Восточной – близкие к северотаежным. Зона перигляциальной тундры, а также зона березового редколесья значительно расширились.

В первое послемикулинское похолодание около 110 тыс. л.н. (МИС 5d – стадия хернинг, курголовское похолодание) ледниковый покров занимал всю горную область Западной и Северо-Западной Скандинавии. Последующее похолодание около 90 тыс. л.н. (МИС 5в – стадия редерсталль, лапландское похолодание) было более крупным. Соответствующее ему оледенение на западе Скандинавии тем не менее не выходило за пределы фьордов, и только на крайнем севере распространялось на прилегающий шельф Норвегии (Vorren, Mangerud, 2008) и России (Евзеров, Николаева, 2011). Это время отмечено ярким проявлением криогенеза. В приледниковой зоне в Атлантическом и Балтийском секторах покрова в холодные стадии раннего валдая господствовали арктические степи с участками тундровой растительности и березового редколесья. В Восточно-Европейском регионе наибольшее распространение получили лесотундровые ландшафты. В стадию МИС 4 Скандинавский ледниковый покров снова продвинулся на шельф своим западным и юго–западным краем (ледниковые стадии кармей в Норвегии, сандсьер в Дании, шалкхольц в странах Северной Европы. Оледенение было более крупным, чем в раннем валдае. В северной и центральной части Западной Европы исчезли древесные породы, которые существовали в течение всего раннего валдая. Но уже в начале стадии МИС 3 произошло значительное смягчение климатических условий и сокращение площади Скандинавского ледникового покрова. На севере Западной Европы ледниковый покров сократился до размеров оледенения, занимавшего области ледоразделов. Обширная приледниковая зона, охватывающая склоны щита и прилегающие территории, была занята тундрой и арктической степью (Lundqvist, 1992; Mangerud, Vorren, 2008; Behre, 1989 и др.). На фоне общего улучшения климата происходило чередование теплых и холодных фаз, охватывающее практически всю стадию МИС 3. В западных и центральных районах Восточной Европы в потепления развивались леса от редкостойных до средне–южнотаежных, восточнее существовали леса, близкие к северо-таежным. Однако зональная лесная растительность в приледниковой зоне не успела восстановиться.

События внутри всего мегаинтервала длительностью от 58 до 25 тыс. л.н. носили неоднозначный по своему палеогеографическому рангу характер. Наряду с колебаниями интерстадиального ранга, в его средней части существовал короткий этап, раассматриваемый А.А. Величко (2009) как малое межледниковье, который разделял валдайскую эпоху на два самостоятельных оледенения. Сам средневалдайский интервал в пределах Восточно-Европейской равнины может называться брянским, поскольку он отвечает брянскому времени в хроностратиграфической схеме перигляциальной зоны равнины.

В конце валдайской эпохи, во время максимального похолодания –18–20^{14}C тыс. л.н. (примерно 25–23 кал тыс. л.н.) Скандинавский ледниковый покров выходил на западной окраине за пределы Скандинавского шельфа, а на южной и юго-восточной – на равнины Западной Евразии. Юго-западный склон к этому времени несколько сократился по отношению к своей максимальной границе. *В максимум похолодания* на севере Западной Европы были распространены формации типа субарктических лугов, равнинных кустарничковых тундр и березовых редколесий. В Восточной Европе господствовали тундровые и степные сообщества с галофитными травянистыми группировками, местами в сочетании с островными участками лиственничного и березового редколесья, а в Балтийском секторе – с сосновым редколесьем. Осушенный шельф крайнего севера Восточной Европы занимала арктическая тундра. Первое потепление около 14^{14}C тыс. л.н.(17 кал. тыс. л.н.), вызвавшее таяние ледникового покрова и повышение температуры поверхностного слоя воды в Северной Атлантике [Duplessy, Ruddiman, 1984], не проявилось в ландшафтах прибрежных районов. Последующее нарастающее потепление вызвало уменьшение мощности льда, выполаживание профиля щита, изменение его структуры. Региональные климатические условия, подстилающий рельеф и тектоника, также темпы изостатического подъема суши и эвстатических колебаний уровня моря приобрели решающее значение. Сокращение Скандинавского покрова, происходило неравномерно на разных его склонах, что сказалось на характере приледниковой растительности.

В *раннедриасовое похолодание*, начавшееся после 15^{14}C тыс.л.н (16.9 кал. тыс. л.н) в Приатлантическом и на западе Балтийского сектора приледниковая растительность представляла собой субарктическую тундру. Среди древесных пород встречалась береза и ива (Дания и Северная Германия). Здесь похолодание отразилось в присутствии дриасовой флоры. В Нидерландах преобладала степная растительность (тундростепь) с преоб-

ладанием Artemisia, участием Helianthemum, Hippophae и др. В более суровых условиях на востоке Балтийского сектора существовала тундра с представителями арктической флоры (Salix polaris, S. herbaceae, Betula nana, Dryas octopetala). В приледниковой зоне юго–восточного склона Скандинавского ледникового покрова (Приладожье и Прионежье) большие территории были заняты полями мертвого льда. Здесь существовали ерниково-зеленомошные, ивовые и полынно-маревые ассоциации, а также растения оголенных субстратов.

В *беллинге* (12450–12100^{14}C л.н (14700–14050 кал. л.н.) продолжалось отступание льдов к северу с равнин Западной Европы, сопровождавшееся формированием многочисленных приледниковых водоемов, окруженных краевыми образованиями. Наибольшее сокращение испытал юго-восточный склон покрова (Северное и Северо–Западное Прионежье), где в отличие от более западных районов дегляциация происходила в основном по ареальному типу с образованием больших участков неподвижного льда. На северо-восточной окраине Скандинавского покрова значительная часть Беломорской котловины занималась ледниковой лопастью, короткий северный склон, оканчивавшийся в Баренцевом море, начал отступать на сушу. Во время *потепления беллинг* (G1-1e Гренландской кривой) в Приатлантическом секторе покрова (в Дании и Нидерландах) еще оставался мертвый лед. В условиях нестабильных почв распространялась пионерная растительность: лишайники, мхи, однолетние травы, полукустарники. В оптимуме беллинга преобладали островные леса и редколесья, с участием березы и позже–сосны, а на открытых участках присутствовали полынные группировки, осоки и злаковые**.** В Балтийском секторе можжевельник сменился сначала березой с сопутствующими Hippophae и Sorbus, позднее появилась ель. Постоянно встречались ксерофиты и тундровые виды. На юго–восточной окраине Скандинавского ледникового покрова в беллинге уже началось отступание льда из Ладожской и Онежской депрессий. В короткое похолодание *среднего дриаса* скандинавский покров преимущественно был стабильным. В приледниковых ландшафтах западных районов чаще встречались ерниковые и ивняковые заросли, а в восточных преобладали полынь, маревые, эфедра.

Следующее потепление – *аллеред*, длившееся от11900 до10800 ^{14}C л.н., (13900–12650 кал. л.н.) охватывает на Гренландской изотопной кривой интервал G1 – 1c, похолодание во второй его половине G1 – 1b и теплую фазу G1 – 1a. За это время произошла интенсивная деградация оледенения, в результате чего весь юг Скандинавии освободился от покрова льда, образовалось Балтийское приледниковое озеро, с которым граничил край быстро сокращавшегося юго-восточного склона. В это время на большей части Европы восстановилась лесная растительность, а в южных районах Германии, Польши, Белоруссии появились первые широколиственные породы. На севере скандинавские льды освободили северное побережье Норвегии и Мурманское побережье Кольского полуострова. Затем произошло их отчленение от горных ледников Хибин, и стал формироваться пролив, соединивший Беломорский и Баренцевоморский бассейны. К концу аллереда Скандинавский ледник ушел с полуострова.

Климатические условия последнего холодного интервала позднеледниковья– *молодого дриаса,* продолжавшегося согласно шкалам GRIP и гренландской GISP2, от 1150 до 1200 лет и закончившегося 11.7 кал. тыс. л.н., были наиболее суровыми. Тогда образовался четко выраженный пояс конечно-моренных гряд по всей периферии Скандинавии, которые формировались в течение всего дриаса**.** Размеры Скандинавского ледникового покрова в максимальную стадию позднего дриаса и характер приледникового ландшафта значительно отличаются от таковых во второй половине похолодания, после 10.5^{14}C тыс. л.н.(12.5 кал. тыс. л.н.), когда льды ушли от максимальных позиций и произошел спуск Балтийского ледникового озера. В максимум похолодания в приледниковой зоне в Приатлантическом секторе растительность характеризовалась сложным мозаичным строением. На фоне деградации лесов возросла роль полыни, осоковых, теневыносливых трав, встречались болотные и прибрежно-водные растения. При этом сосна и береза полностью не исчезали. В юго-восточной Карелии в начале позднего дриаса существовала тундровая растительность с участием арктоальпийских и степных группировок. Значительную роль играли ерниково-зеленомошные и травяно-кустарничково-зеленомошные ассоциации. Среди трав преобладали полыни и маревые. В течение позднего дриаса юго-восточный склон Скандинавского покрова испытал наибольшее сокращение, отступив на запад почти к современной российско–финской границе.

Переход от позднего дриаса к раннему голоцену – пребореалу совпадает с окончанием стадии Сальпаусселькя и сменой холодного интервала позднего дриаса с резко континентальным климатом на потепление, более существенное, чем аллеред. К концу пребореала льды значительно отступили в сторону ледораздельных областей. На южной окраине покрова почти весь Ботнический залив освободился ото льда из-за раскола ледниковой лопасти, выдвигавшейся южнее Аландского архипелага. Это вызвало быстрое сокращение восточного и северо–восточного флангов Скандинавского покрова, отступивших в область ледораздела, к северу от Ботнического залива. Улучшение климата привело к восстановлению лесной растительности на большей части территории Европы. Окончательное разрушение Скандинавского ледникового покрова завершилось в конце первой половины голоцена.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН в рамках проекта «Роль многолетней мерзлоты и оледенения в формировании экосистем арктической зоны».

Список литературы:

Величко А.А. Средневалдайский, зыряно-сартанский мегаинтервал и климатический ранг его оптимума // Материалы IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного перида. – Новосибирск: СО РАН, 2009. – С. 107-110.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Путеводитель экскурсии VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Апатиты. 2011. – 9 с.

Mangerud J. Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf // In Ehlers, J. & Gibbard, P. (eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. – 2004. – Vol. 1 Europe, Elsevier, Amsterdam. – P. 271-294.

Duplessy J., Ruddiman W.F. La fonte des calottes glaciares. La Recherche. – 1984. – Vol.15. – №156. – P. .807-818.
Behre K-E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe // Quaternary Science Reviews. –1989. – Vol. 8. – Issue 1. P. 25-44.
Lundqvist, J. Glacial stratigraphy in Sweden // Geol. Surv. Finland. Spec. – 1992. – Pap. 15. P. 43-59.
Vorren, T., Mangerud, J., Glaciations come and go. Pleistocene, 2.6 million-11,500 years ago // Ramberg, I., Bryhni, I., Nottvedt, A., Rangnes, K. (Eds.), The Making of a Land – Geology of Norway. Norsk Geologisk Forening, Trondheim. – 2008. P. 480-533.

УСЛОВИЯ ИНТЕРСТАДИАЛА (МИС 3) В КРАЕВОЙ ЗОНЕ АНТАРКТИДЫ ПО НОВЫМ ДАННЫМ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С.Р. Веркулич[1], Н.Э. Демидов[2], З.В. Пушина[3]
[1] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*
verkulich@mail.ru
[2] *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, г. Пущино,Московской области, Россия,* nikdemidov@mail.ru
[3]*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия,*musatova@mail.ru

NEW PALEOGEOGRAPHIC DATA ON THE INTERSTADIAL (MIS 3) CONDITIONS IN THE MARGINAL ZONE OF ANTARCTIC

S. Verkulich, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
N. Demidov, Institute of physical-chemical and biological problems of soils RAS, Puschino, Russia;
Z. Pushina, I.S. Gramberg All-Russia institute of the World Ocean geology and mineral resources, St. Petersburg, Russia

В пределах нескольких свободных ото льда участков краевой зоны Антарктиды сохранились отложения, которые содержат информацию о природных условиях позднего кайнозоя и этапах развития оледенения на континенте. Нами впервые изучены плейстоценовые пресноводные диатомовые комплексы из кернов отложений оазиса Ширмахера, а также морские плейстоценовые диатомовые комплексы из кернов отложений оазиса Ларсеманн, и из разрезов наземных отложений оазиса Вестфолль и полуострова Файлдс (остров Кинг Джордж).

Отложения интерстадиала (МИС 3) п-ова Файлдс (остров Кинг Джордж) были изучены в 11 точках на мысах и в склонах долин на высотах 16–34 м над уровнем моря. Их разрезы видимой мощностью до 2,5 м сложены песками, супесями и суглинками с морскими комплексами диатомей, раковинами, водорослями, костями морских животных, радиоуглеродный возраст которых составляет от 48000 лет назад (л.н.) до 19000 л.н. (Веркулич и др., 2013; Пушина и др., 2013). Морские отложения возрастом 50000–27000 л.н. представлены также на краевом моренном комплексе ледникового купола Беллинсгаузена в виде перемещенных блоков (мощностью до 2 м).

В изученных отложениях обнаружено 136 видов диатомовых водорослей и 1 вид силикофлягеллят. В диатомовых комплексах преобладают бентосные виды; доминируют литоральные *Cocconeis fasciolata* (Ehrenberg) Brown, *Odontella litigiosa* (Van Heurck) Hoban, ледово-морские *Synedropsis recta* Hasle, Medlin et Syvertsen, *Porosira glacialis* (Grunow) Jørgensen, *Pseudogomphonema kamtschaticum* (Grunow) Medlin, *Thalassiosira antarctica* Comber, им сопутствуют неритические виды диатомей открытой воды *Chaetoceros* sp. и др. Результатом исследования отложений полуострова Файлдс могут быть следующие палеогеографические выводы: в период интерстадиала морские воды распространялись на острове Кинг Джордж до современных высотных отметок 40 м, а площадь острова и размеры его оледенения заметно сокращались; условия накопления морских отложений интерстадиала были, по крайней мере, не холоднее наблюдающихся в районе острова Кинг Джордж в настоящее время (в летнее время температура воды в бухте Potter около 2° С (Al-Handal and Wulff, 2008); преобладание бентосных и эпифитных морских диатомей позволяет заключить, что развитие диатомовой флоры происходило в мелководных (<30 м) условиях с нормальной морской соленостью.

В оазисе Ширмахера, в ходе буровых работ у озера Красного были отобраны керны отложений длиной более 2 м, формирование нижних частей которых, судя по результатам датирования, происходило перед последним ледниковым максимумом во время интерстадиала МИС 3 (Абрамов и др., 2011). В изученных кернах (23 образца) обнаружено 16 видов пресноводных диатомовых водорослей и 1 вид десмидиевых водорослей (Chlorophyta) *Cosmarium subtumidum* Norsted. Большинство видов диатомовых водорослей, установленных в плейстоценовых отложениях, не присутствует в голоценовых осадках и в современных биоценозах озер оазиса, например, *Psammothidium germainii* (Manguin) Sabbe*, P. incognitum* (Krasske) Van de Vijver, *P. stauroneiformis* (Manguin) Bukhtiyarova*, Diadesmic gallica* W. Smith*, Muelleria peraustralis* (West and West) S.A. Spaulding & E.F. Stoermer. По данным диатомового анализа в период интерстадиала в оазисе Ширмахера существовали мелководные пресноводные озера со слабощелочной и нейтральной-слабощелочной водой. Наличие подобных озер на небольшой территории оазиса, окруженной в настоящее время ледниками, указывает на то, что местные климатические условия во время интерстадиала были не холоднее современных.

В осадках обнажений оазиса Вестфолль и на острове архипелага Рёуэр были установлены богатые диатомовые комплексы диатомей (48 видов), в которых преобладают бентосные диатомовые водоросли. На высотном уровне 22 м, севернее озера Крукид обнаружен бентосный комплекс диатомей с преобладанием литоральных (*Navicula perminuta* Grunow) и ледово-морских видов (*Synedropsis recta*, *Fragilariopsis curta* (Van Heurck)

Hustedt), и сопутствующих неритических (*Chaetoceros* sp.) и океанических (*Fragilariopsis kerguelensis* (O'Meara) Hustedt и др.). На такой же высоте на острове архипелага Рёуэр установлен также бентосный морской диатомовый комплекс и заметное количество цист золотистых водорослей. В диатомовой ассоциации преобладают литоральные (*Cocconeis fasciolata* (Ehrenberg) Brown), неритические (*Chaetoceros* sp.) и океанические (*Thalassiothrix* sp.) диатомеи, а ледово-морских диатомей значительно меньше. Возможно, отложения накапливались во время МИС 3 между 37000 л.н. и 24000 л.н. При этом, отложения оазиса формировались во фьордовых, более холодноводных условиях (относительно большое количество ледово-морских видов в составе диатомового комплекса), чем на побережье архипелага, поскольку в составе диатомовой ассоциации из обнажения острова присутствуют тепловодные диатомеи, например, *Thalassiosira gracilis* (Van Landingham) Fryxell et Hasle, *Thalassiothrix* sp.

В оазисе Холмы Ларсеманн, в ходе бурения шести скважин были отобраны керны отложений длиной до 15 м. Комплексные аналитические исследования (содержание и состав растворимых солей, радиоуглеродное датирование возраста органических включений, содержание метана и общее содержание органического углерода, диатомовый анализ), позволили определить возраст и условия формирования отложений. Нижняя, залегающая на скальном основании, толща сложена серыми и черными песками, супесями с небольшой примесью глинистых частиц и отдельными камнями. Верхняя толща является мореной, сложенной крупным и средним песком бурого или серого цвета с массивной криотекстурой и большим количеством крупных обломков скальных пород. В отложениях нижней толщи (вблизи основания) были обнаружены богатые диатомовые комплексы, включающие 90 морских видов, а также установлены 1 вид силикофлягеллят, Chrysophycean statospores (цисты золотистых водорослей). Морские диатомеи представлены как планктонными, так и бентосными видами; обнаружены диатомеи, вымершие в плейстоцене, а также обломки микрофоссилий, которые пока не удалось идентифицировать. В целом, наиболее многочисленны фрагменты створок *Thalassiothrix*/*Thalassionema* (планктонные виды зоны апвеллинга), *Ellerbeckia fisheriensis* Gogorev et Pushina, *Podosira antarctica* Gogorev et Pushina (сублиторальные виды), *Synedropsis recta* (ледово-морской вид), а также диатомеи, вымершие до 0.8 млн лет назад: *T. inura* Gersonde, *T.* aff. *torokina* Brady, *Triceratium oamaruensis* var. *sparsipunctata* Grove и др. По изученным диатомовым комплексам нижней части разрезов достаточное количество планктонных диатомовых *T. inura* (до 8%) и *Fragilariopsis barronii* (Gersonde) Gersonde et Bárcena (до 2%) предполагает раннеплиоценовый возраст отложений. *T. inura* и *Fragilariopsis barronii* являются видами-индексами плиоцена в зональных стратиграфических шкалах, построенных по материалам глубоководного бурения (Ciesielski, 1983; Gersonde and Burckle, 1990; Baldauf and Barron, 1991; Harwood and Maruyama, 1992; Bohaty et al., 2003; Scherer et al., 2007). Согласно этим данным по зональной стратиграфии, уровни появления и исчезновения *T. inura* фиксируются соответственно на отметках 4.77 млн и 1.88 млн. лет назад, а таковые *Fragilariopsis barronii* – 4.8 и 0.8 млн лет назад. Диатомовая флора отражает фьордовые условия, вероятно, более тепловодные, чем современные в прибрежной Антарктике.

Диатомовая флора в остальной части нижней толщи (радиоуглеродный возраст отложений между 48100 л.н. и 29600 л.н.) представлена морскими планктонными и бентосными диатомеями меньшей численностью и разнообразием, чем в раннеплиоценовом слое (*Cocconeis costata* var. *antarctica*, *Podosira antarctica*, *Paralia sulcata*, *Thalassiosira gracilis*, спорами *Chaetoceros* sp. и др.). Учитывая это, а также пространственно-высотное положение отложений, можно сделать вывод, что осадконакопление происходило здесь во время интерстадиала при повышении относительного уровня моря минимум на 30 м в условиях, которые были не намного холоднее современных. Затем, в период последнего ледникового максимума, район бурения был перекрыт ледниковым языком, который оставил после дегляциации морену (верхняя толща).

Список литературы:

Абрамов А.А., Слеттен Р.С., Ривкина Е.М., Миронов В.А., Гиличинский Д.А. Геокриологические условия Антарктиды // Криосфера земли. Новосибирск. –2011. –Том XV. – № 3. – С. 3-19.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Демидов Н.Э. Условия интерстадиала (MIS 3) и особенности оледенения последнего ледникового максимума в краевой зоне Антарктиды // Природные риски: анализ, оценка, картографирование. Материалы международной научной конференции. Москва, 22-23 мая 2013 г. / Изд. МГУ. – 2013. – С. 53-57.

Пушина З.В., Веркулич С.Р., Демидов Н.Э. Диатомовые водоросли в отложениях оазисов Ларсеманн, Ширмахера и острова Кинг-Джордж (Антарктида) как показатели палеообстановок во время последнего интерстадиала (MIS 3) // Материалы XIII Международной конференции альгологов «Диатомовые водоросли: современное состояние и перспективы исследований». 24-29 августа 2013 г. / Борок. Россия. –2013 – С. 73-74.

Al-Handal A.Y., Wulff A. Marine benthic diatoms from Potter Cove, King George Island, Antarctica // Botanica Marina. – 2008. – Vol. 51. – P. 51-68.

Baldauf J.G., Barron J.A. 29. Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean // Barron J., Larsen B., et al. (eds). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results /1991. – Vol. 119. – P. 547–598.

Bohaty S.M., Sherwood W., Wise Jr., Duncan R.A., Leah Moore C., Wallace P. J. Neogene diatom biostratigraphy, tephra stratigraphy, , and chronology of ODP Hole Leg 1138A, Kerguelen Plateau // Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., and Quilty, P.G. (Eds.) Proceed. ODP, Sci. Results. – 2003. – Vol. 183. – P. 1–53.

Gersonde R., Burckle L.H. Neogene diatom biostratigraphy of ODP Leg 113, Weddell Sea (Antarctic Ocean) // Barker P.F., Kennet J.P., et al. (eds). Proceed. ODP, Sci. Results. – 1990. Vol. 113. – P. 761–789.

Harwood D.M., Maruyama T. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Wise S.M., Schlich R., et al. (eds). Proceed. ODP, Sci. Results. – 1992. – Vol. 120. – P. 683–733.

Scherer R.P., Gladenkov A. Yu., Barron J. Methods and applications of Cenozoic marine diatom biostratigraphy // S. Starrat (ed.). Pond Scum to Carbon Sink: Geological and Environmental Applications of Diatoms. Paleontological Society, Geological Society of America Special Publication. 2007. – 37 pp.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В АНТАРКТИДЕ НА ОСНОВАНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ОАЗИСУ БАНГЕРА (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) И ОСТРОВУ КИНГ ДЖОРДЖ (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)

С.Р. Веркулич[1], К.В. Полещук[2], И.С. Ёжиков[1], З.В. Пушина[3]
[1] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*
verkulich@mail.ru; jozhikov@gmail.com
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* Ksya.poleshuk@gmail.com
[3] *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия,* musatova@mail.ru

THE HOLOCENE RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES IN ANTARCTIC REVEALED BY PALEOGEOGRAPHIC DATA FROM BUNGER OASIS (EAST ANTARCTIC) AND KING GEORGE ISLAND (WEST ANTARCTIC)

S. Verkulich, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
K. Poleshuk, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;
I. Jozhikov, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;
Z. Pushina, I.S. Gramberg All-Russia institute of the World Ocean geology and mineral resources, St. Petersburg, Russia

Таяние ледниковых щитов последнего ледникового максимума (ПЛМ) вело к глобальным изменениям эвстатического уровня Мирового океана, реконструкция которого для позднего плейстоцена и голоцена получена преимущественно на основе изучения коралловых рифов низких широт. Однако в регионах прошлые колебания относительного уровня моря обнаруживают различия, одной из причин чему служит тектоническая составляющая. В краевой зоне Антарктиды тектонические движения во многом связаны с гляциоизостазией – реакцией территорий на изменение ледниковой нагрузки на литосферу. Так как территории имели различную ледниковую нагрузку во время ПЛМ и разную историю дегляциации, ход и параметры гляциоизостатических движений в них заметно отличались. Мы представляем реконструкцию послеледниковых изменений относительного уровня моря в районах оазиса Бангера (Восточная Антарктида) и острова Кинг Джордж (Западная Антарктика), полученных на основе собственных и предшествующих материалов палеогеографических исследований. Сравнение этих реконструкций и данных по другим районам позволяет рассмотреть особенности и причины голоценовых изменений уровня моря в краевой зоне Антарктиды.

Оазис Бангера представляет собой свободные от покровного оледенения участки суши и морские заливы, которые окружены ледниками разных типов. При этом, шельфовый ледник и части выводных ледников находятся на плаву, благодаря чему морские заливы оазиса связаны с океаническими водами. Для построения кривой изменений относительного уровня моря в районе использовался комплекс материалов палеогеографических исследований: данные о встречаемости и высотах береговых форм рельефа (террас, береговых валов, пляжей); результаты радиоуглеродного датирования ископаемых раковин в морских отложениях побережий; результаты изучения донных осадков озер, в которые ранее проникали морские воды; результаты исследования донных осадков морских заливов оазиса, свидетельствующие о временных интервалах изменений уровня моря и улучшения – ухудшения сообщения заливов с океаном.

Анализ и обобщение материалов позволили установить, что уровень моря в районе оазиса рос с рубежа позднего неоплейстоцена и голоцена примерно до 7000 лет назад (л.н.) до современных высотных отметок около 12 м. В этот период эвстатическая составляющая роста уровня явно превышала гляциоизостатический подъем территорий, хотя в оазисе активно шла дегляциация (Веркулич, 2009). Такая ситуация могла быть связана с инерционностью реакции литосферы на постепенное снятие сравнительно небольшой части прошлой ледниковой нагрузки на территорию.

Около 6000 л.н. началось падение относительного уровня моря в оазисе: на фоне прекращения роста и стабилизации эвстатического уровня Мирового океана продолжается компенсационный подъем территории как реакция на снятие ледниковой нагрузки в ходе дегляциации. Общий ход падения уровня моря был осложнен двумя событиями: замедление падения уровня около 4600–4000 л.н.; замедление падения, стабилизация и даже возможный незначительный подъем уровня примерно между 2500 и 1000 л.н. Сложно соотнести данные события с имеющимися сведениями о ходе дегляциации, т.к. в оазисе не обнаружено следов серьезного повторного разрастания ледников (роста нагрузки на литосферу) для указанных интервалов времени. Более вероятно, что эти события отражают особенности тектонических процессов в районе, например, наличие стадийности компенсационного поднятия благодаря изменениям накопленной величины ледниковой разгрузки и физическим свойствам мантийного вещества. Кроме того, для периода 2000–1000 л.н. можно предположить наличие флуктуаций непосредственно уровня Мирового океана, – факты кратковременного подъема относительного уровня моря в этот период установлены также для нескольких районов Арктики (Анисимов и др., 2011; Макаров и Большиянов, 2011).

Реконструкция послеледниковых изменений относительного уровня моря на острове Кинг Джордж выполнялась на основе следующих материалов: результатов исследований донных осадков озер, которые в прошлом заполнялись морскими водами (Watcham et al., 2011); данных о встречаемости и высотах морских форм рельефа на берегах (террасы, береговые валы и пляжи); результатов датирования возраста ископаемых морских

раковин, костных остатков и водорослей в разрезах морских отложений на побережье, а также органического материала из гнезд пингвинов; результатов датирования возраста ископаемых мхов из разрезов отложений.

Сравнительный анализ этих материалов и данных о голоценовых изменениях климата и оледенения острова (Веркулич и др., 2012) показал, что относительный уровень моря поднимался в районе с начала голоцена и достиг своего максимума (современные высотные отметки 18–19 м) около 6000 л.н. На общем фоне последующего падения уровня отмечаются два события (как и в оазисе Бангера): замедление падения между 5000 и 4000 л.н., замедление падения и, может быть, даже незначительные рост относительного уровня моря в период 2500–1500 л.н. Однако, в отличие от данных по оазису Бангера, палеоклиматические интерпретации по острову Кинг Джордж допускают похолодания и увеличение площади ледников и снежников на острове Кинг Джордж во временные интервалы 5300–4000 л.н., 2000–1400 л.н., а значит, факты замедления падения уровня моря здесь могут быть объяснены уменьшением скоростей или остановкой процесса гляциоизостатического подъема острова.

Среди других районов краевой зоны шестого континента, сравнительно достоверные реконструкции голоценовых изменений относительного уровня моря были проведены в Восточной Антарктиде: на побережье Соя, на островах Уиндмилл, в оазисах Вестфолль и Холмы Ларсеманн (Веркулич и др., 2007). В соответствии с ними, с начала голоцена относительный уровень моря рос в районе островов Уиндмилл до современных высотных отметок около 30 м (период 8000–6000 л.н.), на берегу Соя – до 18 м (7000–5500 л.н.), в оазисе Вестфолль – до 8–9 м (около 7000 л.н.), в оазисе Холмы Ларсеманн – до 7,5 м (7300 л.н.). Последующее падение уровня моря замедлялось во всех районах в пределах периода 2500–1300 л.н.

Сопоставление всех реконструкций позволяет выявить общие черты. В раннем – среднем голоцене, рассматриваемые районы испытывали воздействие трансгрессии, когда эвстатический рост уровня моря, по-видимому, опережал изостатический подъем территорий в результате начавшейся дегляциации и снятия ледниковой нагрузки. В свою очередь, трансгрессия наверняка сама ускоряла дегляциацию, способствуя повышению линии всплывания и разрушению ледников береговой зоны. К середине голоцена большая часть рассматриваемых территорий была освобождена от покровного оледенения, что вело к высокой скорости изостазического подъема участков суши и, соответственно, к общей тенденции снижения относительного уровеня моря. Палеогеографические свидетельства о замедлении падения и даже возможном росте уровня моря в районах примерно между 2500 л.н. и 1300 л.н. могут быть объяснены тем, что к 2500 л.н. дегляциация прибрежных территорий практически завершилась, и скорость компенсационного поднятия большинства из них значительно снизилась. В таком случае, эвстатический рост уровня в период 2000 – 1000 л.н., содержащийся на планетарной кривой (Fairbridge, 1961), мог превысить изостатическое поднятие.

Различия рассматриваемых палеогеографических реконструкций заключаются, прежде всего, в высотах максимального голоценового подъема уровня морских вод в районах, а также в некотором несовпадении временных рамок событий. Одной из причин этого может быть мозаичность геологического строения и тектонической активности антарктического побережья. Кроме того, разница в скоростях и величинах подъема районов в послеледниковое время может объясняться различиями в максимальной ледниковой нагрузке на них в период ПЛМ и в особенностях хода их дегляциации.

Список литературы:

Анисимов М.А., Пушина З.В., Иванова В.В., Павлова Е.Ю., Питулько В.В. История изменений уровня моря в районе Новосибирских о-вов в голоцене // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Владимира Николаевича Сакса). – Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – 2011. –Т. 2. – С. 10–14.

Веркулич С.Р. Условия и ход дегляциации в краевой зоне Антарктиды // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 18, № 2. – С. 73–81.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Сократова И.Н. и др. Изменения уровня моря и гляциоизостазия на побережье Антарктиды в голоцене // Материалы гляциологических исследований. – 2007. – Вып. 102. – С. 161–167.

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Татур А., Дорожкина М.В., Сухомлинов Д.И., Курбатова Л.Е., Мавлюдов Б.Р., Саватюгин Л.М. Голоценовые изменения природной среды на полуострове Файлдс, остров Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2012. – № 3 (93). – С. 17–27.

Макаров А.С., Большиянов Д.Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Материалы Всероссийской научной конференции «Марковский чтения 2010 г.». Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М: МГУ. – 2011. – С. 315–320.

Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea-level // Physics and chemistry of the Earth. – 1961. – Vol. 4. – P. 99–185

Watcham E.P., Bentley M.J., Hodgson D.A., et al. A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica // Quaternary Science Reviews. – 2011. – Vol. 30. – P. 3152–3170.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ТРАНСПОРТИРОВКИ МАНУПОРТОВ ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПЕМЗЫ СТОЯНОК КОНЦА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА – СРЕДНЕГО ГОЛОЦЕНА Р. ВИТИМ

В.М. Ветров[1], Е.М. Инешин[2], А.В. Тетенькин[2], Е.И. Демонтерова[3], А.В. Иванов[3], В.А. Лебедев[4]

[1]*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия,*

[2]*Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия*, altet@list.ru, ineshin@sibarchcenter.ru

[3]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, dem@crust.irk.ru*

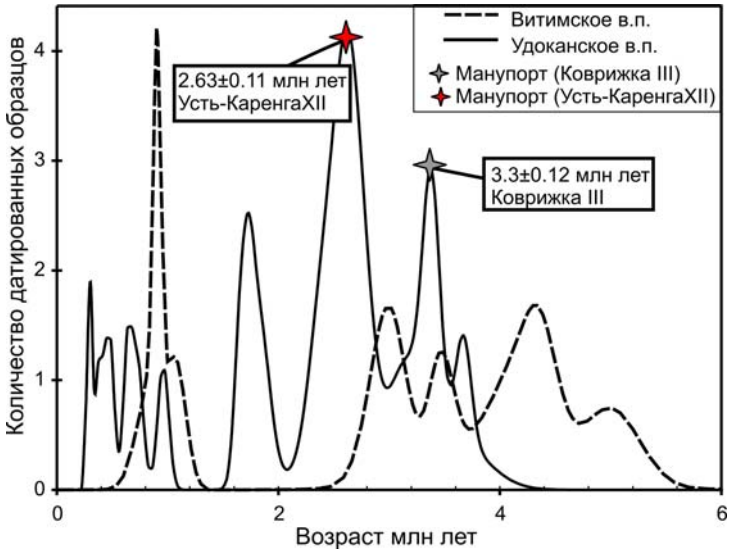
[4]*Институт геологии и рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия.*

GEOLOGIC SOURCES AND PROBABLE TRANSPORTATION PATHS OF MANUPORTS OF VOLCANIC PUMICE FROM THE LATE PLEISTOCENE – MIDDLE HOLOCENE ARCHEALOGICAL SITES OF THE VITIM RIVER

V.M. Vetrov, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia,
E.M. Ineshin, A.V. Teten'kin, Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia,
E.I. Demonterova, A.V. Ivanov, Institute of the Earth crust SB RAS, Irkutsk, Russia,
V.A. Lebedev, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Moscow, Russia.

Планомерные археологические исследования в бассейне Витима ведутся с 1970-х гг. (Аксенов и др., 2000). Их основным итогом стало открытие групп археологических памятников каменного века в районе устья р. Мамакан и устья р. Каренга на нижнем и верхнем Витиме соответственно. Расстояние между этими двумя опорными археологическими участками по реке составляет около 660 км. Река как единая водная артерия выступает в роли связывающего, системообразующего фактора для обширных территорий и притоков, входящих в ее бассейн. Миграционные пути по бассейнам крупных рек традиционно рассматриваются исследователями как один из ведущих факторов культурной истории Северо-Восточной Азии. Эти доводы выступают в роли общетеоретической предпосылки для поиска археологических связей между отдельными археологическими местонахождениями внутри долины Витима. В нашей работе мы представляем данные о K-Ar датировках образцов полученных из изделия и манупорта из вулканической пемзы, обнаруженных на двух археологических стоянках – Усть-Каренга XVI (верхний Витим) и Коврижка III (нижний Витим) (Ветров, 2008; Тетенькин, 2010). По прочностным характеристикам вулканическая пемза настолько хрупкая, что не поддается длительному переносу водными потоками. Соответственно сырьё для изделия с Усть-Каренги XVI и манупорты с Коврижки III из пемзы могли быть подобраны только недалеко от места вулканического извержения. Поэтому, K-Ar датировка изделия и манупорта из пемз говорит о времени вулканизма и позволяет проследить путь от этих стоянок до вулканического района, которые служили источником данного сырья.

Стоянка Усть-Каренга XVI равноудалена на ~300 км от двух позднекайнозойских вулканических полей – Витимского и Удоканского. Возраст культурного горизонта из которого происходит изделие из пемзы – около 7000 – 6000 л.н. От стоянки Усть-Каренга XVI до Витимского поля маршрут древних людей мог проходить вверх по течению р. Витим, а до Удоканского поля – вниз по течению р. Витим, а затем вверх по р. Калар или Куанда. Стоянка Коврижка III удалена от Удоканского поля на 520 км по речной сети (вверх по Витиму, а затем его притокам), тогда как расстояние до Витимского поля превышает 800 км. Теоретически оба вулканических поля могли являться потенциальными источниками данного сырья. Ранее по данным изучения химического состава пемзы со стоянки Коврижка III был сделан вывод о принадлежности пемзы Удоканскому вулканическому полю (Демонтерова и др., 2014). Химический состав манупорта из пемзы со стоянки Усть-Каренга XVI похож как на породы Удоканского, так и Витимского полей.



Гистограмма распределения датировок вулканической активности Витимского и Удоканского полей.

Для этого исследования датирование осуществлялось K-Ar методом по методике, изложенной в работе (Чернышев и др., 2006). Измерения выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (Москва). Подготовка проб осуществлялась в лаборатории палеогеодинамики в ИЗК СО РАН (Иркутск). Перед датированием манупорт пемзы со стоянки Коврижка III дробился и просеивался через сито. Материал для датирования из манупорта Усть-Каренга XVI высверливался. Для удаления глинистых частиц фракция 0.5 – 0.18 мм обрабатывалась в течение часа в 4H HNO3 при температуре 75°C. После обработки кислотой кусочки промывались в дистиллированной воде до нейтральной реакции. Далее высушивались в сушильном шкафу и отбирались с помощью бинолупы для K-Ar датирования. В результате, для образца одного из кусочков пемзы со стоянки Коврижка III определен K-Ar возраст 3.30 ± 0.12 млн лет, а возраст образца со стоянки Усть-Каренга XVI составил 2.63 ± 0.11 млн лет.

По современным представлениям вулканизм на обоих полях развивался в широком возрастном интервале – от миоцена до плейстоцена на Витимском поле и от миоцена до голоцена на Удоканском (Рассказов и др., 2000). Для сопоставления полученных датировок с вулканическими этапами обоих полей нас интересует возрастной этап вулканизма возрастом от 2 до 4 млн лет. По известным K-Ar данным (Рассказов и др., 2000) построена гистограмма распределения датировок вулканической активности Витимского и Удоканского полей (рис. 1). Обе датировки по изделию и манупортам из вулканической пемзы идеально попадают на пики вулканической активности Удоканского поля. Причем, если датировка по манупорту со стоянки Коврижка III может

быть отнесена как к Удоканскому, так и Витимскому полям, то датировка по изделию со стоянки Усть-Каренга XVI соответствует только Удоканскому полю. Учитывая дополнительно данные о соответствии химического состава пемзы со стоянки Коврижка III и лав Удоканского поля (Демонтерова и др., 2014), а также более простой маршрут от стоянки Коврижка III до Удоканского поля, нам представляется логичным, что сырьё для манупорта и изделия происходит именно с Удоканского вулканического поля.

Получено еще одно доказательство об освоении людьми в конце плейстоцена – раннем голоцене территории, отстоящей на 300-660 км от стоянок древнего человека. Косвенным образом оно служит также аргументом в пользу предположения о существовании связей между населением Мамаканского и Усть-Каренгского археологических районов Витима.

Список литературы:

Аксенов М.П., Ветров В.М., Инешин Е.М., Тетенькин А.В. История и некоторые результаты археологических исследований в бассейне р.Витим (Витимское плоскогорье и Байкало-Патомское нагорье) // Байкальская Сибирь в древности. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. пед.ун-та, 2000. – Вып.2, ч.1. – С.4-35.

Ветров В.М. Ритуальный комплекс в устье р. Каренга (долина р. Витим) и некоторые проблемы неолита Восточной Сибири // Известия Лаборатории древних технологий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. Вып. 6. С. 28-43.

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Инешин Е.М., Тетенькин А.В. К вопросу о мобильности древнего населения севера Байкальской Сибири в конце плейстоцена// Stratum plus 2014, №1, с. 165-178.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). – Новосибирск: Наука, 2000. – 288 с.

Тетенькин А.В. Материалы исследований ансамбля археологических местонахождений Коврижка на Нижнем Витиме (1995-2009 гг.) // Известия Лаборатории древних технологий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2010. Вып.8. С. 64-134.

Чернышев И. В., Лебедев В. А., Аракелянц М. М. К-Ar датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология, 2006, Т. 14, № 1. С. 69-89.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ СИБИРИ И МОНГОЛИИ

Е.Н. Воднева[1,2], С.В. Рассказов[2,3], Е.П. Чебыкин[1,2], И.С. Чувашова[2,3], О.Г. Степанова[1], А.М. Ильясова[2]

[1]Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия, ven@lin.irk.ru
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
[3]Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

THE FIRST RESULTS OF U–TH DATING MIDDLE-LATE PLEISTOCENE VOLCANIC ROCKS FROM SAYANS AND HANGAY BY ICP–MS

E.N. Vodneva, E.P. Chebykin, Limnological Institute, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia;
S.V. Rasskazov, E.P. I.S. Chuvashova, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia;
O.G. Stepanova, Limnological Institute, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia;
A.M. Ilyasova, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

В горных системах Саян и Хангая распространены четвертичные вулканические конусы и лавовые потоки. Заключительные извержения на обеих территориях относятся к голоцену. Первые датировки лавовых слоев среднего-позднего плейстоцена в Саянах были получены термолюминесцентным (TL) методом по отожженным подстилающим осадочным отложениям (Куликов, Мацера, 1987). Впоследствии использовался K–Ar-метод определений возраста по основной массе вулканических пород (Кононова и др., 1988; Рассказов и др., 1989, 2000;Сугоракова и др., 2003; Ярмолюк и др., 2008; и др.). Часть образцов датировалась методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Рассказов и др., 2007).

В геохронометрической практике последних лет применялось несколько модификацийTL-метода. Выявлены существенные расхождения датировок разных лабораторий, иногда отличающихся на порядок, в зависимости от методики отбора проб и их аналитического обеспечения, поэтому TL-даты нуждаются в контроле датировками другими геохронометрическими методами. Надежность применения K–Ar-изотопной системы для определений возраста молодых лав по их основной массе также проблематична в связи с низкими концентрациями радиогенного аргона. Имеется вероятность искажения датировок на десятки и сотни тысяч лет из-за присутствия избыточного аргона и фракционирования масс. Уверенность в правильности радиоизотопных определений времени молодых вулканических событий может достигаться при согласовании результатов, полученных разными геохронометрическими методами. В настоящей работе мы приводим первые ИСП–МС U–Th-датировки молодых вулканических пород Саян и Хангая в сопоставлении с имеющимися результатами K–Ar-датирования.

Для датирования используются радионуклиды неравновесной серии ^{238}U. В работе (Рассказов и др., 2014) изотопная систематика этих радионуклидов использовалась для оценки динамики плавления мантии. В датиро-

вании предполагается, что неравновесность ^{238}Uи ^{230}Th контролируется в основном распределением Uи Thмежду гранатоми образующейся выплавкой и может иметь место в источниках, претерпевших мантийный метасоматоз. Датировки вулканических пород получаются по минеральным и валовым изохронам. Построение валовых изохрон становится возможным, если датируются образцы вулканических пород короткого эпизода извержений из источника, в котором обеспечивалась неравновесность ^{238}Uи ^{230}Th с варьирующими значениями (^{238}U/^{232}Th) (отношений нуклидов с большими периодами полураспада, в скобках приводятся единицы активности) при одинаковых значениях начального отношения изотопов тория (^{230}Th$_0$/^{232}Th). Последнее отношение быстро снижается из-за короткого периода полураспада ^{230}Th. Гипотеза изохронных соотношений фигуративных точек и U–Th-возраст принимается с высокой степенью достоверности, если имеется сходная независимая геологическая оценка возраста с контрольной K–Ar-датировкой.

Измерение ^{232}Th и изотопов ^{238}U-серии (^{238}U, ^{234}U, ^{230}Th) в вулканических породах выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП–МС), основываясь на подходах, разработанных для экспрессного анализа позднеплейстоцен-голоценовых осадков оз. Байкал, их датирования и расшифровки параметров палеоклимата (Гольдберг и др., 2001; Чебыкин и др., 2004).

Для определения нуклидов урана и тория в вулканических породах методика, приведенная в работе (Чебыкин и др., 2004) была модифицирована. Образцы (80 мг) помещали в полипропиленовые пробирки с закручивающейся крышкой (15 мл, Axygen, США), добавляли аттестованную смесь нуклидов ^{229}Th и ^{236}U (1:3) в таком количестве, чтобы содержание (по массе) ^{236}U было примерно в 2 раза больше ориентировочного содержания ^{234}U в образце. В пробирки вносили 1.5 мл 50 %-ной HF, обрабатывали ультразвуком, затем добавляли 1 мл 70 %-ной HNO_3, снова обрабатывали ультразвуком. Смесь оставляли на ночь и на следующий день пробирки (по 38 штук в штативе) нагревали в бытовой микроволновой печи (DAEWOO KOC–1B4KA, выходная мощность 700 Вт) на 30 %-ной мощности по 10 секунд 20-кратно (следили, чтобы пробирки сильно не нагревались). Затем пробирки помещали в сушильный шкаф и выдерживали 1 час при температуре 80 ^{o}C. Далее содержимое пробирок переносили в стеклоуглеродные стаканы (40 мл, СУ-2000 № 5, ОАО «Новочеркасский электродный завод») и выпаривали досуха при температуре 70 ^{o}C. Выпаривание повторяли трижды с добавлением 2 мл 70 %-ной HNO_3. Содержимое растворяли в 14 мл 9%-ной HNO_3. Пробы визуально растворялись полностью (осадка не наблюдалось).

Полученные растворы обогащали на ионообменной смоле TRU spec (0.5 мл, 500-100 мкм, Eichrom, Франция), которую загружали в полипропиленовые ионообменные колонки с рабочим объёмом 2 мл (BioRAD, США) и предварительно уравновешивали 10 мл 9 %-ной HNO_3. После нанесения растворов образцов колонки промывали 10 мл 9%-ной HNO_3 (U, Th оставались на смоле, большинство других элементов элюировалось) и элюировали уран и торий 2 мл 0.7 %-ного $(NH_4)_2C_2O_4$ (оксалат аммония).

Полученные концентраты анализировали методом ИСП–МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce в режиме измерения изотопных отношений (1000 проходов масс-спектра). На первом этапе анализировали разбавленные (в 15 раз) растворы концентратов, в которых определяли изотопные отношения распространённых нуклидов ^{232}Th/^{238}U и их концентрации. Стандартные растворы сравнения (3 н/г) готовили из головных растворов природного урана (P/N TJA–136638–00U, 1000 мкг/г, 2% HNO_3) и тория (P/N TJA–136633–00Th, 1000 мкг/г, 5% HNO_3) компании ThermoJarrellAshCorporation (США). Аналитические сигналы измеряли на массах 232, 238 и 240 (фоновая масса), частота оцифровки – 20 каналов на массу, время измерения 0.1 с/канал. Измерения проводили сериями: холостая–стандарт–холостая – 10 проб – холостая–стандарт–холостая и т.д. Интегрирование сигналов аналитов выполнялось «движущимся окном» с фиксированной шириной по 6, 7, 8 и 9 каналов, в каждом случае выбирался максимальный интеграл.

На втором этапе, по результатам анализа разбавленных растворов, концентраты приводили к одинаковой по ^{238}U концентрации (10 или 20 нг/г). В качестве внешнего стандарта сравнения (для отслеживания дрейфа прибора и корректировки на систематические погрешности) использовался раствор, содержащий природный торий (ThermoJarrellAshCorporation) и уран с природным соотношением изотопов (ГСО 7521-99, ОАО «Уральский электрохимический комбинат», г. Новоуральск, Россия) в тех же концентрациях, что и анализируемые пробы (10 или 20 н/г), а также аттестованную смесь нуклидов ^{229}Th и ^{236}U (1:3) в количестве, необходимом для реализации условия ^{236}U/^{234}U = 2 (близкое к анализируемым пробам). Аналитические сигналы (с частотой оцифровки 20 каналов на массу) измеряли на массах 229 (2 с/канал), 230 (3 с/канал), 234 (3 с/канал), 235 (0.15 с/канал), 236 (2 с/канал), 240-фон (2 с/канал) сериями: холостая–стандарт–холостая – 10 проб – холостая–стандарт–холостая и т.д. Интегрирование сигналов аналитов выполнялось «движущимся окном» с фиксированной шириной по 6, 7, 8 и 9 каналов, в каждом случае выбирался максимальный интеграл.

Объединяя результаты измерений проб на первом и втором этапах, рассчитывали содержание природных нуклидов ^{230}Th, ^{232}Th, ^{234}U и ^{238}U в исследуемых образцах вулканических пород.

Для средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян и Хангая получили изохронные датировки, часть из которых согласуется с K–Ar-датировками. Из полученных данных следует, что во временном интервале 400–350 тыс. лет назад вулканическая деятельность имела место на обеих территориях, в интервале 230–60 тыс. лет назад – только в Саянах и в последние 50 тыс. лет – вновь на обеих территориях. В породах первого временного интервала определены высокие значения начальных изотопных ториевых отношений (^{230}Th$_0$/^{232}Th) (до 6.0), а в породах более поздних извержений – последовательное снижение значений этого параметра. Исключение составил вулканический эпизод 120–112 тыс. лет назад, для пород которого в Саянах получен широкий интервал (^{230}Th$_0$/^{232}Th) – от 1.17 до 1.34.

Работа выполнена при финансировании проекта РФФИ № 14–05–31328.

Список литературы:

Гольдберг Е.Л. и др. Прямая U–Th датировка двух последних межледниковий в осадках озера Байкал // Доклады Академии наук. 2001. Т. 380, № 6. С. 805–808.

Куликов О.А., Мацера А.В.Плейстоценовые базальты Восточного Саяна // Вестник МГУ. Сер.геогр. 1987. № 4. С. 70–75.

Кононова В.А. и др. Новые данные о K–Ar возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы // Доклады Академии наук. 1988. Т. 303, № 2. С. 454–457.

Рассказов С.В. и др. Состав, стронциевая изотопия и калий–аргоновое датирование новейших базальтов Тувы // Геология и геофизика. 1989.№ 2. С. 77–85.

Рассказов С.В. и др. Импульсная миграция четвертичного вулканизма Восточно-Тувинского поля // Доклады РАН. 2000. Т. 373, № 5. С. 655–659.

Рассказов С.В. и др. Эволюция позднекайнозойскогомагматизма на границе Тувино-Монгольского массива (Восточная Тува). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. 161 с.

Рассказов С.В. и др. Оценка современной активности мантии Центральной Азии в ретроспективе четвертичных магматических событий: контрольплавлениямантии накоплением и стаиванием ледников // Известия Иркутского госуниверситета. Серия Науки о Земле. 2014. Т. 8, № 2. С. 91–101.

СугораковаА.М. и др.Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИКОПР СО РАН, 2003. 92 с.

Чебыкин Е.П. и др. Изотопы ряда радиоактивного распада урана 238 – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 539–556.

Ярмолюк В. В. и др. Позднекайнозойский вулканизм Хангая (Центральная Монголия) и проблемы новейшего горообразования в Центральной Азии / // Доклады Академии наук. 2008.Т. 422, № 2.С. 223–228.

В ПОИСКАХ НОВОЙ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГРАНИЦЫ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Волкова, О.Б. Кузьмина, И.В. Хазина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия,
volkovavs@ipgg.sbras.ru, kuzminaob@ipgg.sbras.ru, khazinaiv@ipgg.sbras.ru

IN SEARCH OF A NEW NEOGENE-QUATERNARY BORDER IN WESTERN SIBERIA

V.S. Volkova, O.B. Kuzmina, I.V. Khazina, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

В настоящее время нижняя граница квартера, согласно решениям Международной комиссии по стратиграфии, принятымна 33 сессии Международного геологического конгресса (Норвегия), понижена до уровня 2.58 млн. лет (Постановления.., 2008; Гладенков, 2009). Таким образом, в состав четвертичной системы включен гелазский ярус. Основанием для понижения границы послужило похолодание, установленное по изменениям в составе морской фауны в глобальном стратотипе Монте-Сан-Никола (Сицилия), которое также соотносится с нижней границей гелазия (Постановления.., 2008).

Это решение поддержала Межведомственная стратиграфическая комиссия России. В состав эоплейстоцена рекомендовано включить гелазий с возрастом границ 2.58-1.8 млн. лет – нижнее звено и калабрий – среднее-верхнее звенья с границами 1.8-0.78 млн. лет (Борисов, 2010, 2014).На данном этапе структура Общей стратиграфической шкалы является дискуссионной, существует альтернативное мнение С.М. Шика, который предлагает не изменять объем эоплейстоцена, т.е. не включать гелазий в его состав (Шик, 2013; Тесаков и др., 2014). На наш взгляд, введение в Общую шкалу нового подразделения «палеоплейстоцен» в объеме гелазского яруса облегчит поиски глобального похолодания вконтинентальных отложениях Сибири, которые теперь необходимо рассматривать в составе четвертичной системы (рис.). Тем не менее, председатель МСК четвертичной системы России Б.А. Борисов (2014) считает, что предложенный им вариант в какой-то степени сближает, Международную и Общую стратиграфическую шкалы, хотя и отмечается несоизмеримость масштабов стратиграфических подразделений. А.И. Жамойда (2013) отмечает необходимость введения ярусов Международной стратиграфической шкалы в Общую стратиграфическую шкалу квартера. По его мнению, введение в ОСШ новых таксонов – разделы, подотделы, звенья, а также ступеней позволяет коррелировать их со стадиями морской изотопной шкалы, а также использовать климато-стратиграфические методы при картировании стратонов квартера разной продолжительности (рис.).

В настоящее время по требованию МСК России геологические карты должны составляться с учетом принятых изменений. В связи с этим возникают трудности, поскольку неясно, на каком уровне проводить границу между неогеном и квартером в континентальных отложениях Западно-Сибирской равнины (Мартынов и др, 1987). В последние годы коллективом ученых разных организаций (ГИН РАН, ПИН РАН, ИНГГ СО РАН, СНИИГГиМС, Тюменского и Новосибирского геологических управлений) были составлены стратиграфические схемы – Унифицированная схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (2000), Унифицированная стратиграфическая схема палеоген-неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины (2001), и Схема расчленения четвертичных отложений Средней Сибири и Таймыра (2010). Схемы были увязаны с Общей стратиграфической шкалой, где нижняя граница квартера проходила на уровне интервала обратной полярности в субхроне прямой полярности Олдувей (1.81 млн. лет) с выделением эоплейстоцена в качестве раздела, делением его на два звена – нижнее и верхнее. Стратиграфическая схема по Средней Сибири условно была сопостав-

лена с изотопно-кислородной шкалой (Bassinotetal., 1994). Все вышеназванные стратиграфические схемы сопровождаются палеонтологической характеристикой – крупными и мелкими млекопитающими, пресноводными и морскими раковинами моллюсков, фораминиферами, остракодами, пыльцой и спорами, данными физических методов датирования – радиоуглеродным, термолюминесцентным, ЭПР, торий-урановым. Все схемы снабжены также палеомагнитной характеристикой. Эти схемы широко используются при геолого-съемочных работах, поисках нерудного сырья, при строительстве различных коммуникаций.

Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы				Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы (Борисов, 2010)						Кислородно-изотопные стадии (Bassinot et al., 1994)		Региональные горизонты Западно-Сибирской равнины
Система	Отдел	Ярус	Возраст границ ярусов, млн. лет	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Звено	Ступень	Изотопная стадия	Возраст границ изотопных стадий, тыс. лет	
Четвертичная	Голоцен	Голоцен	0,011784	Четвертичная	Голоцен		Голоцен			1	11(12)	Голоцен
	Плейстоцен	Тарантий	0,126		Плейстоцен	Неоплейстоцен	Тарантий	Верхнее	4	2	24	Сартанский
									3	3	57	Каргинский
									2	4	71	Ермаковский
									1	5	127(126)	Казанцевский
		Ионий					Ионий	Среднее	6	6	186	Тазовский
									5	7	242	Ширтинский
									4	8	301	Самаровский
									3	9	334	Тобольский
									2	10	364	
									1	11	427	
								Нижнее	8	12	474	Шайтанский
									7	13	528	
									6	14	568	Талагайкинский
									5	15	621	
									4	16	659	
									3	17	712	
									2	18	760	
									1	19	787	
		Калабрий	0,781			Эоплейстоцен	Калабрий	Верхнее		20-35	1240	Кочковский
								Среднее		36-63		
		Гелазий	1,806 2,588			Палеоплейстоцен	Гелазий	Нижнее		64-103	1800(1806) 2580(2588)	Кулундинский (верхняя часть)

Сопоставление региональных стратиграфических подразделений квартера (горизонтов) Западной-Сибирской равнины с Общей и Международной стратиграфическими шкалами (новый вариант).

В связи с понижением границы квартера и перемещения гелазского яруса из неогена в плейстоцен, необходимо внести изменения в эти схемы, поэтому в ближайшие годы предстоит большая работа по пересмотру объема четвертичной системы и плиоцена в Западной и Восточной Сибири. В Западной Сибири, согласно рекомендациям МСК России, в состав квартера должны входить два горизонта – кулундинский (гелазий) (Унифицированные.., 2001) и кочковский (калабрий) (Унифицированные.., 2000).Эти горизонты охарактеризованы фауной мелких и крупных млекопитающих (Унифицированные.., 2000, 2001; Зыкин и др., 1991; Зыкин, 2012). Морская фауна, которая позволила бы сделать прямые корреляции с разрезами Сицилии, в Западной Сибири отсутствует. Поэтому для установления похолодания в начале гелазского века большое значение имеют палеоботанические (карпологические и палинологические) и палеомагнитные данные. Следует подчеркнуть, что по степени холода трудно сопоставлять климатические события во время формирования континентальных отложений Сибири и морских в Италии. Проведение новой границы между неогеном и квартером в Западной Сибири осложняется тем, что кулундинский горизонт по объему отвечает не только гелазскому, но также пьяченцскому и частично занклийскому ярусам (неоген). В связи с этим необходимо рассмотреть палеонтологическую и палеомагнитную характеристики отложений с возрастом от 3 до 1.8 млн. л, доизучить низы кулундинского горизонта, а также пересмотреть объемы таволжанского, павлодарского и новостаничного горизонтов (плиоцен), уточнить их палеонтологические (главным образом, флористические) характеристики в целях выявления этапов похолодания климата, потенциально пригодных для проведения стратиграфических границ. Эти данные должны учитываться при составлении новых унифицированных стратиграфической схем (неоген, квартер) Западной и Средней Сибири.

Список литературы:

Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. Изд-во ВСЕГЕИ. – 2010. – № 41. – С. 74-75.

Борисов Б.А. О необходимости введения в общую стратиграфическую шкалу России новой таксономической единицы «Подраздел» // Региональная геология и металлогения. Изд-во ВСЕГЕИ.- – 2014. – №57. – С. 77-79.

Гладенков Ю.Б. Позднекайнозойские экосистемы и основания для пересмотра статуса границ неогена и квартера // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33 Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). -Материалы Всероссийского научного совещания. -13 апреля 2009 г. – Москва: ГЕОС. – С. 9-14.

Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР-России. Ее значение, назначение и совершенствование. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. – 24 с.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Казанский А.Ю.Поздний неоген юга Западно-Сибирской равнины, стратиграфия, палеомагнетизм, основные климатические события // Геология и геофизика. – 1991. – №1. – С. 78-86.

Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. – Новосибирск: ГЕО, 2012. Ред. академик М.И. Кузьмин.– 485 с.

Мартынов В.А., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Казьмина Т.А., Никитин В.П. Поиски неоген-четвертичной границы на юге Западной Сибири // Граница между неогеновой и четвертичной системами СССР. – Москва: Наука. – 1987. – С. 137-146.

Постановления Международного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – 2008. – Вып. 38. – С. 125-126.

Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Янина Т.А. Новые предложения по общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2014. – № 73. – С. 13-15.

Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. – 7 листов.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объясн. зап. и схема. – Новосибирск, Изд. СНИИГГиМС, 2001. – 84 с.

Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири и Таймыра. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 14 листов.

Шик С.М. Предложения по Общей стратиграфической шкале // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Сборник статей. – М.: ГИН РАН, 2013. – С. 392-393.

Bassinot F.C., Labery L.D., Vinsent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes – Matuyama magnetic reversal// Earth and Planet. Sci. Let. -1994. -Vol. 126. -P. 91-108.

Berggren W.A., Kent D.V., Swicher C.C., Aubry M.P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM (Society for Sedimentary Geology). – Oklahoma, USA.1995. – Special Publication. – P. 129-212.

КАЗАНЦЕВСКИЙ ГОРИЗОНТ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ СИБИРИ

В.С. Волкова, С.А. Гуськов, И.В. Хазина, О.Б. Кузьмина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, *Новосибирск, Россия*
volkovavs@ipgg.sbras.ru, gusskovsa@ipgg.sbras.ru, khazinaiv@ipgg.sbras.ru, kuzminaob@ipgg.sbras.ru

KAZANZEWO HORIZON OF THE SIBERIA ARCTIC ZONE

V.S. Volkova, S.A. Gusskov, I.V. Khazina,O.B. Kuzmina, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

Казанцевский горизонт Сибири входит в состав неоплейстоцена ОСШ, отложения соответствуют 1-ой ступени, 5-ой стадии изотопно-кислородной шкалы (Унифицированные.., 2000),они представлены морскими и прибрежно-морскими фациями – это глины песчано-алевритовые, суглинки с гравием и галечным материалом. Мощность колеблется от 10 до 100 м. Их абсолютный возраст в Средней Сибири по ТЛ-данным оценивается в пределахот 130-140 тыс. л до 100-90 тыс. лет (Волкова, Хазина 2009), ав Западной Сибири, по данным ЭПР и ТЛ анализов,в 130±25(31)–100±17(27) тыс. л (Архипов, Волкова, 1994; Унифицированная.., 2000).Морские осадки имеют широкое распространение на севере Западной Сибири – на Таймыре, в низовьях рек Пур и Таз, Большой и Малой Хеты, в низовьях Енисея. Береговая линия моря примерно проходит на широте 66°30´с. ш. и совпадает с современной северной границей леса.

Состав спор, пыльцы, фауны моллюсков, фораминифер из разрезов арктической зоны позволяет подразделить казанцевское время на три фазы. Уже в первую фазу (в начале казанцевского времени) природные условия были близки к современным. На Енисее, в Таймырской тундре, на реке Агапе в морских слоях найдены остатки тундровой флоры – *Bryales*, *Sphagnum*, *Carex*,*Ranunculus, Papaver*, *Potentillanivea*, *Alnusfruticosa*, *Betulanana* и др. (Левина, 1971).Морские осадки содержат бореальные виды моллюсков, живущих ныне в Байдарацкой губе (Троицкий, 1966), на реке Турухан в северной ее части, в лагунных алевритах представлен состав пыльцы, который указывает на существование лесных формаций с участием ели и березы (Левина, 1971). Состав растительности позволяет заключить, что в раннюю фазу казанцевского времени температурный режим был близок к современному. Температура в юго-восточной части Карского моря была на 0,5-1° выше современной.

Во вторую фазу (среднеказанцевское время) произошло широкое расселение бореальных моллюсков, зоогеографический состав комплекса которых, по данным Троицкого (1979), включает 14% бореальных видов, 27% бореально-арктических и 43% арктических. Состав моллюсков отражает некоторое потепление климата. Встречается значительное количество иммигрантов запада, обитающих сейчас в1500-2000 км западнее – у берегов Кольского полуострова.Растительность была неоднородной и менялась от лесотундры до северной тайги. В западной части Таймыра (74-72° с. ш.) существовала березовая лесотундра с примесью ели и лиственницы, граничившая с южной лесортундрой (Левина, 1971). Сходная растительность была в районе озера Пясино, также на широте 76-80°с. ш. в районе Хараелаха. Здесь в скв. 50 казанцевские морские отложения (инт. 180.2-168.3

м) содержат представительные комплексы фораминифер, спор и пыльцы. Споры (до 40%) принадлежат сфагновым и зеленым мхам и папоротникам. Содержится пыльца ели, березы, лиственницы, кустарничковой березы и ольховника. Среди трав преобладают злаковые и маревые. Растительность была близка к южной лесотундре на границе с северной тайгой, т.е. климатические условия были близки к современным.

В конце казанцевского межледниковья климатические условия восстанавливаются менее четко. Как правило, верхняя часть казанцевских слоев или размыта или сохранилась фрагментарно. Так, в районе озера Пясино отложения межледниковой трансгрессии содержат единичные зерна пыльцы и спор. В ряде разрезов по палинологическим данным восстанавливается лесотундровая растительность. На западном берегу Ямала растительные формации были несколько иные. Здесь развиты березовые леса (Гуртовая и др., 1968),граница подзоны северно-таежных лесов спускалась до 58°с. ш. (на 450 км южнее современного предела). Колебания климата, по данным палинологии, в Средней Сибири и на Таймыре в казанцевское время отражены на кривой Средней Сибири (Волкова, Хазина, 2009). На палеоклиматической шкале Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) колебания климата показаны от умеренно-холодного до оптимума (умеренно-теплого на уровне 130-140 тыс. л) и постепенного похолодания (от умеренно-холодного 100-90 тыс. лназад до арктического). В климатическийоптимум мерзлота, по-видимому, полностью деградировала. Климатическиеусловия оптимума обусловили смещение растительных зон к северу на 400-450 км. Растительность среднетаежной тайги заняла современную территорию лесотундры. Зоны тундры в оптимум в арктической области практически не существовало. В это время на юге равнины господствовали лесостепные ландшафты, северная граница которых, по сравнению с современными, значительно смещалась на север, территория увеличивалась за счет редукции степной зоны. В оптимум казанцевского века температура июля была выше современной на 5-6°С, а января – на 7°С (Волкова, 1991).

Палинологические данные согласуются с материалами по карпологии: по данным карпологического анализа, отклонение средней температуры января составляло примерно 8°, температурав июле и в январе достигала значенийпримерно +12° и -24° соответственно. Теплые условия обусловили миграцию на территорию Западной Сибири неморальных элементов растений, современные ареалы которых не выходят за пределы Восточно-Европейской равнины (Гуртовая, Кривоногов, 1988). По данным карпологии, растительные сообщества по своей структуре в оптимум были близки к современной растительности бассейнов рек Уфы и Верхней Сухоны. Характерно то, что значительный рост температур в оптимум межледниковья отмечается для высоких широт Сибири. Большое влияние на повышение температур оказывал западный перенос воздушных масс и местная инсоляция. Высокий температурный режим в оптимум межледниковья обеспечивал продвижение темнохвойных растений в арктическуюзону, а в средних широтах, к югу от 65° с. ш., существование широколиственных пород, таких как липа, вяз, дуб,и даже термофильных экзотов-*Azolliainterglacialica*Nikit., *Andromedavesiculosa* (L.) Monti. Палинологические и карпологические данные позволяют заключить, что отклонение температур в оптимум казанцевского межледниковья были выше, чем в оптимум голоцена. Особенно больших величин они достигли в высоких широтах. Следует отметить, что растительность постмаксимальной фазы изучена недостаточно, т.к. в большинстве разрезов верхняя часть морских осадков не сохранилась, или они лишены спор и пыльцы.

Список литературы:

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. – 1994. Труды. – Вып. 823. – 104 с.

Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднеплейстоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ИГИГ СО АН. -1991. – С. 30-40.

Волкова В.С., Хазина И.В. Палеоклиматическая шкала плейстоцена Средней Сибири и Таймыра. – Новосибирск, СО РАН, материалы 6 Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. - 2009. - С. 126-128.

Гуртовая. Е.Е., Троицкий С.Л. К палинологической характеристике сангоманских отложений Западного Ямала // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. – М.: Наука, 1968. – С. 131-140.

Гуртовая Е.Е., Кривоногов С.К. Фитологическая характеристика континентальных отложений казанцевского горизонта // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. – Новосибирск:Наука. – 1988. – С. 69-91.

Левина Т.П. Палинологическая характеристика морского плейстоцена западной части Таймырской низменности // Морской плейстоцен сибирских равнин. – М.: Наука, 1971. – С. 85-99.

Троицкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Быррранга. – М.: Наука. – 1966. – 207 с.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск : Наука. – 1979. – 292 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: СНИИГГМС. – 2000. – 64 с.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Е.Г. Вологина[1], М. Штурм[2], С.С. Воробьева[3]

[1]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия,* vologina@crust.irk.ru

[2]*Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, Дюбендорф, Швейцария,* Michael.Sturm@emeriti.eawag.ch

[3]*Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия,* lana@lin.irk.ru

HOLOCENE SEDIMENTS OF LAKE BAIKAL

E.G. Vologina, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia;
M. Sturm, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Dubendorf, Switzerland;
S.S. Vorobyeva, Limnological Institute SB RAS, Irkutsk, Russia

Морфологически Байкальская впадина включает три глубоководные котловины (Южная, Средняя и Северная) и мелководный пролив (Малое Море). Котловины отделены друг от друга подводными поднятиями (Бугульдейская перемычка и Академический хребет). За период с 1996 по 2014 г.г. в различных районах Байкала отобрано и исследовано более 240 колонок донных осадков длиной до 1.5 м. Литологические данные, датирование и результаты диатомового анализа указывают на преимущественно голоценовый возраст изученных отложений.

Глубоководные равнины. Осадки, отобранные в пределах плоских глубоководных частей дна озера, представлены переслаиванием пелагических илов и турбидитов. Илы накапливаются в спокойной обстановке седиментации и состоят из аллохтонного терригенного и автохтонного биогенного материала. Турбидиты являются отложениями суспензионных потоков и образуются в процессе катастрофических событий (береговые и подводные оползни, сели на водосборе и др.). Вещественный состав турбидитов (повышенное содержание песка и минералов тяжелой фракции, наземных растительных остатков и спикул губок, низкие концентрации створок диатомовых водорослей и, в то же время, повышенная доля древних и бентосных диатомей) свидетельствует, что основную долю этих осадков составляет материал, поступающий из литорали и с наземных склонов Байкала. Землетрясение 1912 г. явилось причиной образования наиболее молодого турбидита, обнаруженного в колонке, отобранной на глубине 1300 м в районе станции Шарыжалгай Кругобайкальской железной дороги (Южный Байкал) (Вологина и др., 2012). Три турбидита, вскрытые керном в районе мыса Ивановский (Южный Байкал), образовались в 1030, 1310 и 1670 г.г. (Morgenstern et al., 2007).

Скорости современного осадконакопления в Южной, Средней и Северной котловинах Байкала составляют 1.0, 0.9 и 0.7 мм/год соответственно.

Прибрежные зоны. Биогенно-терригенные отложения, вскрытые грунтовыми трубками на плоских участках дна, примыкающих к восточному берегу в Северной котловине и к южному берегу в Южной котловине, не содержат турбидиты. В районе мыса Ивановский (северный берег Южного Байкала) примерно в 700 м от берега на глубине около 550 м были отобраны биогенно-терригенные отложения, подстилающиеся терригенной глиной. Диатомовый анализ свидетельствует о голоценовом возрасте поверхностных илов и позднеплейстоценовом – глин. Скорость современного осадконакопления в этом районе равна 0.03 мм/год. Темпы седиментации в пределах литоральных зон вдоль восточного берега Северного Байкала и вдоль южного берега Южного Байкала составляют 0.61 мм/год и 0.75 мм/год соответственно (Вологина, Штурм, 2009).

Авандельты и участки дна вблизи устьев больших рек. Участки дна вблизи устьев больших притоков были изучены на примере залива Провал, который образовался при катастрофическом опускании большого блока суши (Цаганская степь) под воду в результате землетрясения 1862 г. Поверхностные отложения здесь представлены песками, алеврито-пелитовыми и пелито-алевритовыми илами. Терригенный материал в осадках преобладает и состоит из обломков минералов и наземных растительных остатков. Биогенная примесь представлена створками диатомей и спикулами губок. В северо-восточной части залива в колонке донных осадков обнаружен торфоподобный слой, образованный в озере Белое, существовавшем в Цаганской степи до землетрясения 1862 г. Скорость современного осадконакопления в разных местах залива Провал резко отличается (от 2.32 мм/год (Вологина и др., 2007) до 10.7 мм/год (Тулохонов и др., 2006)) и напрямую зависит от близости Селенги, которая является основным источником осадочного материала.

Подводные перемычки и хребты. Донные осадки, отобранные на подводном Академическом хребте и на возвышенности в южной части Северной котловины Байкала, представлены биогенно-терригенными илами и подстилающими их глинами. В поверхностных илах наблюдается голоценовый комплекс диатомей: *Aulacoseira baicalensis, A. skvortzowii, Cyclotella minuta, C. baicalensis, Synedra acus var. radians, Stephanodiscus meyerii, Crateriportula inconspicuus, Cyclostephanos dubius* (Bradbury et al., 1994; Mackay et al., 1998). В верхней части горизонта глин обнаружен позднеплейстоценовый вид *Stephanodiscus flabellatus*. Календарный возраст отложений, в которых отмечается пик этого вида, оценивается в 14000 календарных лет (Bradbury et al., 1994; Кузьмин и др., 2009). Таким образом, изученные поверхностные илы имеют голоценовый возраст, а подстилающие их глины – позднеплейстоценовый. Высокая биопродуктивность в течение голоцена обусловила значительные концентрации диатомей, спикул губок, цист золотистых водорослей, а также $SiO_{2биог.}$, $C_{орг.}$ и $N_{орг.}$ в голоценовых илах. В подстилающих позднеплейстоценовых глинах содержание этих компонентов резко понижается. Голоценовые осадки характеризуются также пониженными значениями магнитной восприимчивости за счет высокого содержания биогенного немагнитного материала и пониженного содержания терригенной составляющей. Увеличение доли глинистых минералов, а также повышение примеси песка и алеврита в позднеплейстоценовых глинах связано, вероятно, с наличием ледников в горном окружении озера в это время (Мац и др., 2001) и, как следствие, с повышенным выносом терригенного материала ледниковыми талыми водами в озеро Байкал (Вологина и др., 2009). Скорость современного осадконакопления на Академическом хребте и на возвышенности в южной части Северной котловины Байкала равны 0.015 и 0.57 мм/год соответственно. Мощности голоценовых отложений на Академическом хребте изменяются от 6 см до 70 см, на изученной возвышенности – от 2 до 115 см.

На Бугульдейской перемычке короткими кернами были вскрыты биогенно-терригенные илы. Скорость накопления осадков на Бугульдейской перемычке (0.86 мм/год) выше, чем на Академическом хребте и на воз-

вышенности в южной части Северной котловины Байкала, что связано с интенсивным поступлением терригенного материала с водами крупнейшего притока Байкала – р. Селенги.

Малое Море. В отличие от глубоководных районов Байкала осадки Малого Моря более грубозернистые. Основные типы донных отложений – пески и алеврито-пелитовые илы со значительной примесью песка и небольшим содержанием диатомей. Терригенный материал плохо отсортирован, что обусловлено, вероятно, размером и формой пролива, повышенной скоростью придонных течений, особенностями волновой деятельности (Патрикеева, 1959).

Таким образом, осадконакопление в Байкале в значительной степени определяется морфологией дна озера, близостью устьев больших притоков, климатическими факторами и высокой сейсмической активностью района.

Список литературы:

Вологина Е.Г., Штурм М., Радзиминович Я.Б., Воробьева С.С., Щетников А.А. Землетрясение 1912 года на Южном Байкале: следы в донных осадках и выброс газа в водную толщу // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 12. – С. 1744-1755.

Morgenstern U., Ditchburn R.G., Vologina E.G., Sturm M. ^{32}Si dating of sediments from Lake Baikal // Journal of Paleolimnology. – 2013. – Vol. 50. – P. 345–352.

Вологина Е.Г., Штурм М. Типизация голоценовых отложений и районирование бассейна озера Байкал // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 8. – С. 933-940.

Вологина Е.Г., Калугин И.А., Осуховская Ю.Н., Штурм М., Игнатова Н.В., Радзиминович Я.Б., Дарьин А.В., академик Кузьмин М.И. Осадконакопление в заливе Провал (озеро Байкал) после катастрофического затопления прибрежной равнины в 1862 г. // Доклады Академии Наук. – 2007. – Т. 417. – № 4. – С. 511-516.

Тулохонов А.К., Андреев С.Г., Батоев В.Б., Цыденова О.В., Хлыстов О.М. Природная микролетопись новейших событий в бассейне озера Байкал // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 9. – С. 1043–1046.

Bradbury J.P., Bezrukova Ye.V., Chernyaeva G.P., Colman S.M., Khursevich G.K., King J.W., Likhoshvay Ye.V. A synthesis of post-glacial diatom records from Lake Baikal // Journal of Paleolimnology. – 1994. – Vol. 10. – P. 213-252.

Mackay A.W., Flower R.J., Kuzmina A.E., Granina L.Z., Rose N.L., Appleby P.G., Boyle J.F., Bradbury J.P. Diatom succession trends in recent sediments from Lake Baikal and their relationship to atmospheric pollution and to climate change // Philosophical Transactions of the Royal Society. – 1998. – Vol. 353. – P. 1011-1055.

Кузьмин М.И., Хурсевич Г.К., Прокопенко А.А., Феденя С.А., Карабанов Е.Б. Центрические диатомовые водоросли позднего кайнозоя озера Байкал: морфология, систематика, стратиграфическое распространение, этапность развития (по материалам глубоководного бурения). – Новосибирск: ГЕО, 2009. – 375 с.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. – Новосибирск: Гео, 2001. – 252 с.

Вологина Е.Г., Воробьева С.С., Кулагина Н.В. Реконструкция голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на Академическом хребте (оз. Байкал) // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2009. – Т. 2. – № 1. – С. 35-47.

Патрикеева Г.И. Донные отложения Малого моря // Тр. Байкальской лимн. ст. – 1959. – Т. 17. – С. 205-254.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСВОЕНИЯ ЧЕЛОВЕКОМ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕЙ ВЫЧЕГДЫ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ: МЕЗОЛИТИЧЕСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ПАРЧ

А.В. Волокитин[1], Н.Е. Зарецкая[2], А.В. Панин[3]

[1]ИЯЛИ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, volkt54@mail.ru

[2]ГИН РАН, Москва, Росси,; n_zaretskaya@inbox.ru

[3]Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, a.v.panin@yandex.ru

GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF HUMAN OCCUPATION OF THE UPPER VYCHEGDA RIVER VALLEY IN THE EARLY HOLOCENE: THE PARCH MESOLITHIC SITE

A.V. Volokitin, Komi Science Centre, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia;

N.E. Zaretskaya, Geological Institute RAS, Moscow, Russia;

A.V. Panin, Geography Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Геоархеологические исследования на Вычегде ведутся в нескольких микрорайонах: синдорском, пезмогском, парчевском. Мезолитические археологические памятники Парч 1 и 2 начали изучаться с 1984 г. (открытие стоянки Парч 1) и 1985 г. (открытие стоянки Парч 2 и начало систематических исследований на обоих памятниках). Культурные остатки здесь приурочены к отложениям 5-ти метровой поймы Вычегды. Отличается глубина залегания находок: Парч 1 – до 1 м, Парч 2 до 2, 5 м. Анализ археологических материалов, в котором особо отмечаются черешковые наконечники стрел на пластинах, говорит о несомненном сходстве обоих памятников, хотя есть различия в организации и распределении культурных остатков. На стоянке Парч 2 представлены скопления материала вокруг кострищ, числом не менее восьми, которые могут отвечать легким наземным жилищам. На стоянке-мастерской Парч 1 не выявлено структурных элементов (Волокитин, 2006). Коллекции данных памятников обнаруживают близость бутовской мезолитической культуре центра Русской равнины. Раскопочные работы на стоянках Парч 1 и 2 были закончены в 1999 г. Дальнейшие изыскания были связаны с уточнением их стратиграфии и геоморфологии. Проводился также анализ аэрофотоснимков и крупномасштабных карт.

В результате проведенных в 2001-2002 гг. работ совместно с Ю.А. Ткачевым (ИГ Коми НЦ УрО РАН) было высказано предположение, что памятники одновременны, но находятся в разных сегментах поймы реки. Культурные остатки Парча 1 – в верхней части пойменного аллювия, тогда как Парч 2 – в нижней части пойменного аллювии, в переходной к русловой его части. Было реконструировано значительно отличающееся от современного положение русла реки. Однако оно отвечало особенностям отложений стоянки Парч 2, а Парч 1 в этой реконструкции места не находилось (Волокитин, Ткачев, 2004).

Работы 2013 г. были проведены авторами с целью выявления сохранности памятников по заказу Министерства культуры Республики Коми. Далее представлены основные результаты, полученные в ходе этих исследований.

Группа стоянок Парч (61,59412ºс.ш., 54,64674ºв.д.) располагается на левобережной высокой пойме верхней Вычегды между впадением рек Нем и С. Кельтма. Стоянка расположена в месте значительного сужения поймы: на километровом отрезке долины от стоянки и вниз по течению ширина поймы не превышает 150 м, местами – 100 м. Таких сужений поймы на средней и верхней Вычегде (за исключением самых верховий) нам больше неизвестно. Русло Вычегды прижимается к коренному правому борту долины, а по левому берегу следует полоса высокой поймы (высота 4-5 м) шириной 100-150 м, ограниченная в тыловой части песчаным террасовым массивом с пологоволнистой поверхностью, поднимающейся на 6-9 м над рекой. Терраса осложнена крупными грядами с эоловой морфологией, вершины которых достигают относительно высоты 11,5 м. По своему строению и положению в долинном комплексе терраса может сопоставляться с правобережной террасой средней Вычегды в районе впадения р. Локчим (разрез Биостанция, или Нидзь). По органогенным отложениям, подстилающим аллювий этой террасы, на верхней и средней Вычегде существует целая серия радиоуглеродных дат в интервале ~14-10 тыс. ^{14}C л.н. (Лавров, Потапенко, 2005; Karmanov et al., 2011; Зарецкая и др., 2014). Есть также основания считать, что некоторые участки этой террасы сформировались еще до последнего ледникового максимума (LGM) (Зарецкая и др., 2014). Многочисленные палеомеандры, подрезающие террасовый массив выше и ниже по течению, формировались в голоцене. Для старичного озера Седвад в 3 км ниже по течению парчевских стоянок имеется оценка спрямления палеоизлучины – несколько ранее 2,8 тыс. ^{14}C л.н. (Зарецкая и др., 2007).

Узкая полоса поймы, тянущаяся между современным руслом и массивом террасы, имеет грядово-ложбинную морфологию: параллельно берегу протягивается серия из, как минимум, двух пар грива-ложбина. Гривы поднимаются до 5 м над рекой, ложбины – до 3,5-4 м; ширина и тех, и других 30-40 м. В месте стоянки берег несколько поворачивает, поэтому гривы и ложбины подходят к бровке берега под острым углом, но ниже по течению следуют параллельно бровке и современному руслу реки. Такая морфология указывает на постепенное смещение русла реки вправо: гривы – это бывшие гребни вытянутых прирусловых отмелей (побочней), ложбины – тыловые части этих отмелей, нижние по течению части которых могли в период активного формирования быть затонами реки. Не исключено, что именно на месте таких затонов располагаются вытянутые пойменные озера, занимающие отрезки ложбин ниже по течению от стоянок. Самое протяженное такое озеро длиной 700 м тянется вдоль подножья позднеледниковой террасы. Со стороны русла озеро ограничено вытянутым массивом, поднимающимся до 9 м – очевидно, останцом этой террасы. Таким образом, левобережный пойменный сегмент с гривисто-ложбинной морфологией сформирован, очевидно, в фазу врезания реки с уровня позднеледниковой террасы до современного уровня. Похожая морфология – узкое палеорусло, глубоко врезанное в поверхность песчаной террасы, зафиксирована на участке Биостанция, где торф из основания этого палеорусла датирован 10400±150 (ГИН-14039) (Karmanov et al., 2011). Само врезание произошло несколько ранее.

Стоянка Парч 1 расположена на гребне пойменной гривы, Парч 2 – на склоне той же гривы в 10-15 м ниже по течению. Строение обоих разрезов однотипно. В основании до высоты порядка 1,5 м над урезом залегают м/з пески фации прирусловых отмелей, выше до уровня 2,0-2,2 м – горизонтально переслаивающиеся пески и суглинки фации низкой поймы, еще выше до 4,1-4,6 м – суглинки, на вершине гривы легкие, на склоне гривы ближе к ложбине – тяжелые, с прослоями супеси. Сверху местами залегают мелкие пески молодого прируслового вала, образовавшегося в последние десятилетия (после середины 1980-х гг.). В полевой сезон 2013 г. из разреза Парч 1 на уровне 0,46-0,50 м над урезом воды был отобран радиоуглеродный образец (растительный детрит, обогащающий сантиметровые прослои алеврита и легкого суглинка в мелких песках фации прирусловых отмелей), из которого получена дата: 11070±50 (ГИН-15074). Положение кровли русловой фации в этом разрезе (1,4 м над урезом) говорит о том, что после формирования разреза значительного врезания реки не происходило: высота современных прирусловых отмелей достигает близких отметок. Очевидно, врезание закончилось не позднее 11 тыс. ^{14}C л.н. Эта дата примерно на 500 ^{14}C лет старше даты по палеоруслу, врезанному в террасу в районе упомянутого выше разреза Биостанция, расположенного в 180 км ниже по течению. Можно предположить, что на верхней Вычегде позднеледниковое врезание произошло несколько ранее, чем на средней Вычегде, но следует учитывать, что этот вывод основан пока на единичных датировках. Культурные слои (КС) вмещаются суглинками фации высокой поймы. Их положение в расчистках 2013 г было следующим. На стоянке Парч 1 КС был зафиксирован на уровне 4,05-4,1- м над урезом, т.е. 0,55-0,60 м под кровлей хорошо развитой пойменной почвы (она перерыта 5-10-см слоем алеврита – свежими набросами аллювия), и порядка 2,7 м над кровлей русловой фации и 2,0 м над контактом фаций низкой и высокой поймы. На стоянке Парч 2 КС располагался стратиграфически ниже – на контакте аллювия фаций низкой и высокой поймы (2,65 м над урезом). По древесным углям из культурного слоя стоянки Парч 2 ранее (Волокитин, 2006) были получены ^{14}C даты 9500±250 (ГИН-11912) и 9100±250 (ГИН-11913). Исходя из стратиграфического положения, КС на стоянке Парч 1 должен быть заметно моложе. Однако ложбина, где расположена стоянка Парч 2, принадлежит более молодой паре "ложбина-грива", которая прислоняется к гриве со стоянкой Парч 1. Поэтому не исключено, что к

моменту образования КС и началу накопления пойменной фации в Парч 2 на месте стоянки Парч 1 уже успел накопиться достаточно мощный слой пойменного аллювия. Поэтому нельзя исключать и одновозрастности обоих КС. Решить этот вопрос можно лишь с помощью дополнительных данных по абсолютной геохронологии. Оба местонахождения формировались в условиях затапливаемой поймы. Однако это затопление, как и сейчас, происходило лишь при весенних половодьях, а в остальные сезоны участки стоянок были пригодны для проживания. Русло реки на данном участке в течение голоцена своего положения практически не меняло. Поэтому можно предполагать, что стабильным было и положение берегового обрыва, т.е. стоянки и в период бытования располагались в прибровочной части пойменного массива.

Таким образом, участок парчевских мезолитических стоянок представляет уникальную для р. Вычегды ситуацию, где русло сохраняло прямолинейные очертания и практически или совсем не перемещалось в течение всего голоцена. Не исключено, что стабильность положения реки была одним из факторов, привлекших сюда древнего человека и, во всяком случае, предпосылкой сохранности следов его деятельности. В последние десятилетия памятник постепенно разрушается за счет размыва берега рекой. Согласно топографическим планам, снятым в 1986-1999 гг. (Волокитин, 2006), за 12 лет береговой обрыв на разных участках отступил на расстояние от 9 до 13 м, т.е. средние темпы отступания составляют 0,7-1,0 м/год. По визуальной оценке, близкие темпы сохранялись и в 2000-е гг. Подмыв берега происходит в результате роста крупного побочня у правого берега, оттесняющего поток к левому берегу, что дает начало формированию небольшой левосторонней излучины русла, и предпосылок для остановки этих процессов не просматривается. Перспективы полного исчезновения памятника в недалеком будущем делают актуальной активизацию работ по его изучению.

Список литературы:

Волокитин А.В. Мезолитические стоянки Парч 1 и Парч 2 на Вычегде. – Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2006. – 126 с.

Волокитин А. В., Ткачев Ю. А. Реконструкция природной среды обитания мезолитического населения реки Вычегды // Археология, этнография и антропология Евразии, 2004, №2. С. 2-10.

Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Сидорчук А.Ю. , Буравская М.Н., Чернов А.В. Динамика верхней Вычегды во второй половине голоцена (по аналитическим и геоморфологическим данным) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7-9 ноября 2007 г. – М.: ГЕОС, 2007. – С.130-133.

Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // Доклады РАН. – 2014. – Т. 455. – № 1. – С. 52–57.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М.: Аэрогеология, 2005. – 222 с.

Karmanov V.N., Zaretskaya N.E., Panin A.V., Chernov A.V. Reconstruction of Local Environments of Ancient Population in a Changeable River Valley Landscape (The Middle Vychegda River, Northern Russia) // Geochronometria. – 2011. – Vol.38. – № 2. – P. 128-137.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОМ ОБЪЕКТЕ САГАН-ЗАБА II (ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ БАЙКАЛА)

Г.А. Воробьева[1], О.И. Горюнова[1, 2], А.Г. Новиков[1, 2], А.В. Вебер[3]

[1] Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, galvorob@yandex.ru,

[2] Иркутская лаборатория археологии и палеоэкологии ИАЭТ СО РАН, Иркутск, Россия, as122@yandex.ru,

[3] Университет Альберты, Эдмонтон, Канада, aweber@ualberta.ca

SPECIFIC FEATURES OF SEDIMENTATION AND PEDOGENESIS AT GEOARCHAEOLOGICAL OBJECT SAGAN-ZABA II (WEST COAST OF LAKE BAIKAL)

G.A. Vorob`ova, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia;

O.I. Goriunova, A.G. Novikov, Irkutsk State University,Irkutsk Laboratory of archaeology and paleoecology IAET SB RAS, Irkutsk, Russia;

A.W. Weber, University of Alberta, Edmonton, Canada

Пролювиальные процессы имеют широкое распространение в горном обрамлении Байкала и представляют существенную опасность для человека. В связи с этим изучение пролювиальных процессов и явлений имеют важное теоретическое и практическое значение. Детальные исследования строения разрезов отложений, в которых пролювиальные слои переслаиваются с делювиальными и почвенными, позволили выявить особенности состава, свойств, возраст и динамику процессов осадконакопления на конусе выноса из пади Саган-Заба, где находится геоархеологический многослойный объект (ГАО) Саган-Заба II.

ГАО Саган-Заба II расположен в одноименной бухте западного побережья оз. Байкал, в 150 км к СВ от г. Иркутска и в 13,5 км к ЮЮВ от пос. Еланцы (Ольхонский район Иркутской области).

Поселение обнаружено Северо-Азиатской экспедицией Института истории, филологии, философии СО АН СССР в 1972 г. (Окладников, 1974); частично раскопано той же экспедицией в 1974-1975 гг. (Асеев, 2003). Комплексное, междисциплинарное изучение этого объекта проведено Российско-Канадской экспедицией Иркутского государственного университета в 2006-2008 гг. (Горюнова и др., 2006, 2008). Хронологический охват культуросодержащих слоев – почти весь голоцен (от мезолита до позднего железного века включительно).

ГАО Саган-Заба II расположен на конусе выноса из короткой (около 2,5 км) пади с крутыми бортами (от 12º до 45º) и тальвегом, крутизной до 6-7º. Конус выноса открывается к Байкалу абразионным уступом высотой до 2 м, сложенным, в основном, пролювиальным грубообломочным материалом. Его протяженность – 150 м. Абразионный уступ рассекают четыре промоины, по которым периодически идет сброс пролювиального материала.

В периферийных частях конуса выноса – вблизи его сочленения со склонами, грубообломочные слои пролювиального генезиса переслаиваются со слоями мелкоземистого делювия, проработанного почвообразованием, что дает возможность ориентировочно определить интервалы активизации пролювиальных процессов.

На юго-западной периферии конуса выноса раскопом 1 вскрыто 19 литологических слоев. К почвенным слоям приурочены 8 культуросодержащих горизонтов (к. г.). Пролювиальные слои обнаружены только в самой нижней и самой верхней частях разреза. Они сложены щебнем мраморов и силикатных метаморфических пород.

Нижний пролювиальный слой криотурбирован и относится в сартанской толще отложений. В верхней части разреза выделяются 2-3 сближенных пролювиальных слоя. Они перекрывают почву, радиоуглеродный возраст которой 1645±85 л. н. (СОАН-6585) (здесь и далее приводится радиоуглеродный возраст, определенный по гумусу почвы), и переслаиваются с почвами, содержащими культуровмещающие горизонты раннемонгольского времени (XI – XIV в. н. э.).

Центральная часть абразионного уступа сложена 4-6 невыдержанными прослоями грубообломочного пролювия, различающимися по размеру обломков (от 3-5 см до 20-30 см). Наиболее крупные глыбы (до 0,8-1 м и более) сосредоточены в бортах приустьевых частей промоин, рассекающих конус выноса. Глыбово-щебнистый материал представлен в основном обломками силикатных метаморфических пород. Возраст нижних слоев пролювия определить не удалось, но он явно голоценовый. Верхний слой пролювия, вскрытый в раскопе 3 вблизи правого борта четвертой промоины, является очень молодым, поскольку расположен между почвами с III и IV к. г., содержащими артефакты средневековья.

В северо-восточной части абразионного уступа на участке, примыкающем к склону, в строении разрезов выделено 24 литологических слоя, в их числе 5 грубообломочных пролювиальных и 19 мелкоземистых почвенных и делювиальных слоев (зачистки 2, 3, раскопы 4а, 4в, 4с, 5). К почвенным слоям приурочены 11 культуросодержащих горизонтов.

Грубообломочные слои на этом участке фиксируются от устья четвертой промоины вдоль абразионного уступа на расстояние до 30-35 м, вглубь берега – на 1,5-4 м. Ближе к склону пролювиальные слои постепенно выклиниваются и фациально замещаются почвенно-делювиальными отложениями, содержащими рассеянные включения осыпного грубообломочного материала – глыб мраморов. Мощность пролювиальных слоев в среднем составляет 20±5 см. На отдельных участках она может достигать 40 см. В составе пролювия присутствуют обломки силикатных пород и мраморов. Содержание обломков карбонатных пород возрастает вблизи склонов, поскольку скальное обрамление бухты Саган-Заба сложено мраморами.

В строении СВ части абразионного уступа зафиксировано пять пролювиальных слоев.

Нижний пролювиальный слой (пролювий-1) вскрывается на высоте 0,6-0,9 м над уровнем Байкала. Слой сложен крупными (20-25 см, до 50 см) глыбами силикатных метаморфических пород и мраморов, заполнитель – крупно- и среднезернистый песок. Слой частично размывает подстилающую почву с VII к. г. (8320+140 л. н., СОАН-7391; 8390+180 л. н., СОАН-7392; 8600+160 л. н., СОАН-7394; 8610+155 л. н., СОАН-7390), разрушает на фрагменты почву с VI нижним к. г. (7380+135 л. н., СОАН-6597; 6680+145 л. н., СОАН-7396; 6335+70 л. н., СОАН-7150) и перекрывается почвой с VI верхним к. г. (6835+140 л. н., СОАН-6596; 6170+125 л. н., СОАН-7395; 5935+90 л. н., СОАН-7151). Предположительно, формирование пролювиального слоя происходило в интервале 6,6-6,3 тыс. л. н.

Пролювий-2 погребает почву с VI верхним к. г. (наиболее поздние 14С-даты 6,1-5,9 тыс. лет) и перекрывается почвой с V нижним к. г. (почва не датирована), а пролювий-3 – погребает V нижний к. г. и перекрывается почвой с V верхним к. г. (5370+110 л. н., СОАН-7389; 5480+105 л. н., СОАН-7397). В связи с отсутствием почвенной даты по V нижнему к. г., разделяющему две эти фазы, отмечаем общий интервал, охватывающий время их проявления и ограничиваем его интервалом 5,9-5,4 тыс. л. н.

Отличительной особенностью второго пролювиального выброса является закупорка устья четвертой промоины грубообломочным материалом. Это привело к образованию протоки, параллельной береговой линии, и сбросу через нее части воды и взвешенных в ней песчаных фракций. Результатом данного события стало образование мелкого временного проточного водоема, вытянутого от устья четвертой промоины на 20-25 м вдоль берега Байкала. Временный водоем был заполнен в основном песчаным материалом, просочившимся вместе с водой через грубообломочную запруду.

Пролювий-4 располагается между почвами с V верхним к. г. (возрастом 5,5-5,4 тыс. лет) и IV нижним к. г. (почва не датирована). Возраст IV верхнего к. г. (4260+50 л. н., СОАН-7147; 4850+130 л. н., СОАН-6594). В связи с этим образование пролювия-4 ограничиваем возможными хронологическими рамками 5,4-4,8 тыс. л. н.

Пролювий-5 располагается между почвой с IV верхним к. г. (4,8-4,2 тыс. лет) и почвой с III нижним к. г. (2600+145 л. н., СОАН-6593; 3370+55 л. н., СОАН-7148). В соответствии с этими датами, формирование пролювия предположительно можно отнести к интервалу 4,2-3,4 тыс. л. н.

Полученные данные указывают на гетерохронность пролювиальных образований, вскрытых в различных частях ГАО Саган-Заба II, что вызвано периодическим блужданием пролювиальных потоков по поверхности конуса выноса.

Наиболее значимыми природными катастрофическими событиями для обитателей стоянок Саган-Забы II, несомненно, являлись периодически повторяющиеся пролювиальные процессы, сопровождающиеся стремительными сходами водно-каменных потоков, размывом одних участков поверхности и погребением других под

слоями грубообломочного материала. Особую опасность представляла центральная часть конуса выноса и ложбины-промоины, по которым шел сброс основной массы грубообломочного материала.

Судя по материалам археологических поисковых работ, излюбленными местами обитания были в основном участки в юго-западной и северо-восточной части конуса выноса. Их выбор был обусловлен в первую очередь расположением на периферии конуса выноса, где ослаблена разрушительная энергия пролювиальных потоков. Эти территории отличаются наиболее спокойным режимом осадконакопления и почвообразования. Значительная продолжительность перерывов между фазами пролювиального осадконакопления обеспечивала возможность выравнивания поверхности обитания за счет накопления делювия и приводила к возобновлению почвообразования. Хороший дренаж делювиально-пролювиальных слоистых отложений благоприятствовал постоянному возобновлению остепненных ландшафтов и образованию темногумусовых почв.

Работа выполнена в рамках гос. задания № 33.1637.2014/К Минобрнауки РФ

Список литературы:

Асеев И.В. Юго-Восточная Сибирь в эпоху камня и металла. – Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. – 208 с.

Горюнова О.И., Новиков А.Г., Вебер А.В., Воробьева Г.А., Орлова Л.А. Завершение раскопок Российско-Канадской экспедиции в бухте Саган-Заба на Байкале // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2008. – Т. XIV. – С. 32-35.

Горюнова О.И., Новиков А.Г., Воробьева Г.А., Вебер А.В. Работы Российско-Канадской экспедиции в бухте Саган-Заба на Байкале // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск : Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2006. – Т. 12, ч. 1. – С. 311–314.

Окладников А.П. Петроглифы Байкала – памятник древней культуры Сибири. – Новосибирск : Наука, 1974. – 125 с.

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ВЕРХНЕЙ ДЕСНЫ

Е.В. Воскресенская[1], К.Н. Гаврилов[2], Н.Е. Зарецкая[3], А.К. Очередной[4]

[1]*-Институт географии РАН, Москва,* kavosk@mail.ru

[2]*-Институт археологии РАН, Москва,* k_gavrilov.68@mail.ru

[3]*-Геологический институт РАН, Москва,* n_zaretskaya@inbox.ru

[4]*-Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург,* mr_next@rambler.ru

STRATIGRAPHY AND GEOCHRONOLOGY OF THE UPPER DESNA PALEOLITHIC SITES

E.V. Voskresenskaya, Institute of Geography, Russian Academy of Sciences,Moscow;
K.N. Gavrilov, Institute of Arceology, Russian Academy of Sciences, Moscow;
N.E. Zaretskaya, Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Moscow;
A.K. Ocherednoy, Institute for the History of Material Culture, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg

Группы разновременных палеолитических памятников, на которых на протяжении длительного времени нами проводятся комплексные гео-археологические исследования, сосредоточены в прибортовой части долины р. Десна в пределах относительно небольшого по протяженности участка ее высокого правобережья, выше по течению от г. Брянска. При этом необходимо отметить, что те элементы рельефа, которые были предпочтительны для освоения палеолитическими сообществами, не всегда находят прямое отражение в современном рельефе. Между тем, характер фациальных соотношений и полнота стратиграфической последовательности накопления отложений, вмещающих культурные слои и горизонты, находится в прямой зависимости от приуроченности стоянки к тому или иному элементу палеорельефа.

Наиболее полно разрез плейстоценовых отложений представлен в пункте Д памятника Хотылево 2, расположенном в средней части приводораздельного склона на удалении около 200 м от борта долины. Позднепалеолитический культурный слой залегает на гл. 6,36-6,68 м от поверхности и перекрыт поздневалдайскими лессовидными супесями и суглинками, накопление которых происходило с участием склоново-делювиальных процессов. Верхнепалеолитический культурный слой залегает на контакте лессовидных суглинков и гумусового горизонта погребенной почвы, которую мы на основании ряда морфологических признаков сопоставляем с брянской уровнем почвообразования. Находки представлены в основном костным материалом различной степени сохранности, более 98% которого принадлежит мамонту (*Mammuthus primigenius*), а также серией изделий из расщепленного кремня. Среди предметов каменной индустрии выделяются микропластины и пластинки с притупленным краем, часть которых могут быть фрагментами острий типа микро-граветт, что позволяет с уверенностью говорить о принадлежности данной индустрии к позднепалеолитической культуре восточного граветта (Воскресенская, Гаврилов, Мащенко, 2012).

В основании почвенного профиля отмечается прослой гумусированных коричневато-серых, переходящих в темно-бурые (до черного) суглинков, цвет которых во много обусловлен присутствием большого количества угольков и зольных частиц в почвенной массе. По щелочной вытяжке из данного прослоя получена радиоуглеродная дата 29.090±350 (ГИН-15036). Ниже с резким эрозионным контактом залегают тонкозернистые рыжевато-бурые пески с субгоризонтальными прослоями ожелезнения типа ортзандов – иллювиальный горизонт (салынская фаза) мезинского почвенного комплекса, формирование которого сопоставляется с микулинским межледниковьем. В основании разреза залегают зеленовато-серые пески и алевриты с гравийно-галечными прослоями, относимые нами к флювиогляциальным среднеплейстоценовым отложениям.

В прибортовой части долины толща лессово-почвенных позднеплейстоценовых отложений залегает непосредственно на коренных выветрелых мергелисто-меловых отложениях с конкрециями черного кремня. Здесь расположены пункты А-Г позднепалеолитического памятника Хотылево 2, культурный слой которого зафиксирован на обширной площади широкого мыса, образованного при впадении в Десну крупной балки. По технико-типологическим характеристикам каменного и костного инвентаря, а также памятников искусства малых форм Хотылёво 2 относится к восточному граветту. Культурный слой на всех изученных площадях залегает в одинаковой стратиграфической позиции и связан с уровнем слаборазвитого почвообразования в основании деснинского лессового горизонта. По костному материалу из раскопок разных лет были получены радиоуглеродные датировки, укладывающиеся в диапазон 24-21 ^{14}C т.л.н. Однако если утверждать, что все пункты Хотылевского поселения практически одновременны с геологической точки зрения, вопрос о том, могут ли перечисленные выше комплексы рассматриваться в качестве синхронных на основании археологической информации, долгое время оставался открытым. На основании микростратиграфических особенностей залегания культурного слоя в пределах вскрытого в 2005-2014 гг. участка (пункт В) нами было установлено, что комплекс объектов, зафиксированный на площади раскопа Б пункта В, образовался позже комплекса объектов на площади раскопа А. В пользу этого предположения, свидетельствует и распределение радиоуглеродных дат, полученных в Оксфордской лаборатории (Gavrilov et al, 2015). При этом новая серия дат еще раз подтвердила очень близкий радиоуглеродный возраст пунктов А, Б и В стоянки Хотылёво 2. В подстилающих культурный слой Хотылево 2 криотурбированных гумусированных суглинках, залегающих непосредственно на коренном основании и представляющих собой снесенные в периоды активизации склоновых процессов педоседименты брянской и мезинской палеопочв, были зафиксированы находки более архаичного облика.

Признаки деформаций криотурбационными процессами мы отмечаем и в гумусовом горизонте погребенной почвы, которую мы относим к брянской и с которой связан третий культурный слой стоянки Хотылево 6, который стадиально может быть отнесен к ранней поре верхнего палеолита (Воскресенская, Гаврилов, 2014). Памятник расположен в 200 м к западу от стоянки Хотылево 2 на мысу, образованном левом борту крупной балки и бортом долины, т.е в современном рельефе долины оба памятника занимают схожее положение. Общий облик каменного инвентаря третьего слоя Хотылево 6 более архаичен по сравнению с восточнограветтийским комплексом Хотылево 2. Профиль брянской почвы перекрыт относительно маломощной толщей лессовидных поздневалдайских суглинков и наложен на иллювиальный горизонт мезинского почвенного комплекса. Позднеплейстоценовый лессово-почвенный комплекс здесь, как и в пункте Д Хотылево 2, сформирован на мощных слоистых среднезернистых песчаных и алевритовых отложениях, которые сопоставляются нами с флювиогляциальным отложениями среднеплейстоценового возраста, заполнявшими в период деградации оледенения ложбины стока, которыми служили как сама долина Десны, так и сеть древних балочных понижений.

Еще один разрез позднеплейстоценовых отложений был нами изучен на восточном участке среднепалеолитического памятника Бетово на расстоянии около 8 км к западу от группы Хотылевских верхнепалеолитических стоянок. Стоянка Бетово расположена на несколько более сниженном по сравнению с положением стоянок Хотылево 2 и 6 прибортовом участке правобережья. Здесь под лессовидными поздневалдайскими супесями отдельные находки среднепалеолитического облика залегали в сложнопостроенной толще, состоящей из переслаивания линз гумусированных суглинков, мергелистой глины, белесого сурковистого мела. Период формирования данного участка культурного слоя можно предварительно сопоставить с одним из этапов активизации делювиально-склоновых процессов в пределах средневалдайского интерстадиала, на протяжении которого происходило постдепозиционное сползание и солифлюкционное перемешивание педоседиментов брянской и частично, мезинской погребенных почв с захватом материала из коренных меловых отложений (Очередной и др., 2011). В основании шурфа непосредственно на коренных песках сеноманского яруса меловой системы в ненарушенном состоянии был зафиксирован иллювиальный горизонт погребенной почвы, отвечающей салынской фазе мезинского почвенного комплекса.

На среднепалеолитическом местанахождении Хотылево I нам удалось детализировать хроностратиграфическую позицию культуросодержащих горизонтов среднего палеолита и установить, что они залегают в отложениях, формировавшихся в тыловых частях, прислоненных к коренному склону пойменных и терасовых уровней средневалдайского возраста. Поверхности данных уровней в современном рельефе долины не выражены, так как они полностью нивелируются наложенной толщей позднеплейстоценовых делювиально-склоновых отложений (Ocherednoi et al, 2014). На участке Хотылево I-6-2, Хотылево I-3-2 и в Разрезе № 3 три из четырех культуросодержащих горизонтов (КСГ) приурочены к погребенным почвам и педоседиментам различного генезиса и разной степени сохранности. Для уточнения хронологической позиции культурных слоев были отобраны образы древесного угля и по ним получена серия радиоуглеродных дат, причем все имеющиеся пока данные указывают на средневалдайский (первая половина мегаинтерстадиала) возраст КСГ 1 (9-й литологический слой) и 2 (12 литологический слой). Для КСГ 1 в 2013-2014 гг. по древесному углю получены АМС даты 37,910± 1030 (CURL-18727) и 49 780 ± 3710 (CURL-17368), для КСГ 2.2 – АМС дата 47 160 ± 2680 (CURL-17369).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 14-06-00139 и 14-06-00380.

Список литературы:

Воскресенская Е.В., Гаврилов К.Н., Первый памятник ранней поры верхнего палеолита в Верхнем Подесенье // Российская Археология, 2014, N 3, с. 5–18.

Воскресенская Е.В., Гаврилов К.Н., Мащенко Е.Н. Стоянка Хотылёво 2, пункт Д: предварительные итоги раскопок 2010 и 2012 гг. //Деснинские древности – VII. Материалы межгосударственной научной конференции, посвящённой памяти Ф.М. Заверняева. – Брянск: Группа компаний «Десяточка», 2012. СС. 8-20.

Очередной А.К, Вишняцкий Л.Б., Воскресенская Е.В, Иосифиди А.Г., Нехорошев П.Е., Сальная Н.В. Новый этап изучения среднепалеолитического местонахождения Хотылёво I и памятников бетовской группы. Тезисы III (XIX) Всероссийского археологического съезда, Старая Русса, 2011, стр.77-78.

Gavrilov Konstantin N., Voskresenskaya Ekaterina V., Maschenko Evgeny N., Douka Katerina. East Gravettian Khotylevo 2 site: Stratigraphy, archeozoology, and spatial organization of the cultural layer at the newly explored area of the site // Quaternary International. 2015.V.359-360, p. 335-346.

Ocherednoi A., Salnaya N., Voskresenskaya E., Vishnyatsky L. New geoarcheological studies at the Middle Paleolithic sites of Khotylevo I and Betovo (Bryansk oblast, Russia): some preliminary results // Quaternary International. 2014. V. 236-237. p. 250-260.

О СООТНОШЕНИИ ФЛЮВИАЛЬНЫХ И ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

В.Б. Выркин, М.Ю. Опекунова, Ю.А. Масютина
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия,
vyrkin@irigs.irk.ru, opek@mal.ru, ellada308@mail.ru

ABOUT CORRELATION ANCIENT GLACIAL AND FLUVIAL FORMATIONS OKA HIGHLAND

VB. Vyrkin, M.Yu. Opekuniva, Yu.A. Masyutina, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

В горных областях, испытавших воздействие плейстоценовых оледенений, вулканизма и активных неотектонических движений сложным является вопрос о специфике соотношений между собой различных генетических типов четвертичных отложений и форм рельефа. В этом отношении Окинское плоскогорье это яркий пример тесного взаимодействия ряда природных факторов, находящих отражение в образовании разнообразных форм рельефа и типов отложений, созданных воздействием ледников, текучих вод, карста, криогенных процессов и вулканизма. Ведущими современными процессами формирования рельефа и четвертичных отложений в регионе следует признать флювиальные и криогенно-склоновые, а в плейстоцене их дополняли гляциальные. Поэтому при геоморфологических исследованиях анализ соотношения флювиальных и древнеледниковых образований представляется совершено необходимым.

Главенствующей концепцией развития рельефа и формирования четвертичных отложений данной территории является признание масштабных плейстоценовых оледенений Восточного Саяна (Гросвальд, 1965; Олюнин, 1965), поэтому большинство комплексов долинных образований относятся к ледниковым и флювиогляциальным. Существующие геологические карты отражают в основном особенности распространения среди четвертичных отложений в долинах именно древнеледниковых и флювиогляциальных разновидностей (Карта полезных…, 1961), а аллювиальные отложения зафиксированы лишь на незначительной части территории вдоль русла Оки и ее основных притоков.

Наши исследования на ряде ключевых участках плоскогорья показывают, что к трактовке таких положений надо относиться с особой тщательностью и объективностью. Приведем некоторые примеры.

В результате полевых исследований долины р. Ока близ устья р. Сорок зафиксированы следующие морфологические уровни: низкая пойма высотой до 1,5 м, с поверхности представленная галечниковой отмосткой; пойма (средняя) высотой до 2 м, сложенная валунно-галечным материалом с песчано-супесчаным заполнителем; первая терраса высотой 5 м; вторая терраса высотой 8-13 м, которая встречается фрагментарно; третья терраса высотой 18-21 м, морфологически четко определяемая; четвертая терраса высотой 22-26 м (наблюдается лишь ее небольшой фрагмент). Выраженные в рельефе уступы таких форм и характер отложений позволяют судить об их генетической принадлежности к речным террасам, поверхности которых часто неровные, размытые, но сохраняющие выдержанные горизонтально уровни. Данные высотные отметки пойменно-террасовых уровней фиксируются на всем протяжении долины р. Оки от устья Гаргана до устья р. Саган-Шулута.

Западнее этого участка расположена скала Жабылхай, описанная С. В. Обручевым (1951) как ярусная долина. По его мнению, ярусная долина – это узкая ложбина на склоне ледниковой долины, промытая водами, текшими вдоль края ледника. Такие формы располагаются в виде одного или нескольких ярусов и отделены от главного уровня ярусными грядами. Нами было произведено предварительное обследование этого участка, представляющего собой ущелье, вытянутое почти параллельно долине р. Оки, расположенное на высоте 200-250 м выше современного ее русла и отделенное от основной долины обвально-осыпным массивом.

Ущелье с крутыми обрывистыми стенками полностью заполнено обвально-осыпным материалом, а следов аллювия в долине не найдено. Судя по характеру морфологии и типу четвертичных отложений, предварительно можно предположить, что данная форма рельефа является результатом образования сейсмообвала с элементами сейсмоооползания. На данный момент трактовка Жабылхая как ярусной долины представляется проблематичной.

На следующем рассматриваемом участке – в долине р. Ока у устья р. Гарган – фиксируется комплекс хорошо сохранившихся террас высотой до 40-43 м, выполненных валунно-галечным материалом с песчано-супесчаным заполнителем. Наиболее хорошо выражена поверхность 9-11-метровой (второй) террасы, более высокие сохранились фрагментарно. Валунно-галечный материал в толще этих форм хорошо окатан (4-5 класс окатанности по А.В. Хабакову), что позволяет их относить к аллювиальным образованиям. Поверхность террас изменена флювиальными процессами и осложнена эрозионными ложбинами и блюдцеобразными понижениями

с крутыми стенками высотой от 5 до 16 м. На пойме высотой 1,5-1,6 м расположена система озер, связанных друг с другом протоками, которые заполняются в высокую воду. Одно из озер также соединяется протокой шириной 2 и высотой около 2 м с р. Окой. В ее русле наблюдаются валуны и окатанная галька. Высота берега в виде узкого вала, сложенного аллювием, составляет 3,2 м. Высота берегового уступа другого озера – от 14 до 18 м над урезом озера. Генезис этих озер можно определить как озера прорыва, старичные озера, которые в результате разрушения дамб соединились системой проток. Судя по рельефу озерных понижений и поверхностей террас, территория устьевого участка реки Гарган неоднократно испытывала воздействие высоких, даже катастрофических паводков. В целом, в устье р. Гарган выделяются пойменно-террасовые уровни с высотами 1,5-2 м (пойма), 4-6 м (первая терраса), 9-10 м (вторая терраса), а также террасы высотой 23-27, 30-33 и 40-43 м.

Был произведен отбор проб песчано-супесчаного заполнителя на гранулометрический анализ в ряде обнажений террас, а также руслового аллювия р. Гарган. Наибольшее содержание в пробах приходится на фракцию <0,5 мм, за исключением прирусловой отмели р. Гарган. Крупно-среднепесчаная фракция (0,5-0,25 мм) составляет от 24,2% (43-метровая терраса р. Оки, заполнитель – песок гравелистый) до 65,2% (30-метровая терраса р. Оки, заполнитель – гравийный грунт с супесчаным заполнителем). Содержание мелко-тонкопесчаной фракции (0,25-0,05 мм) составляет от 24,7% (30-метровая терраса р. Оки) до 52, 6% (43-метровая терраса р. Оки).

Рассчитаны значения среднего диаметра частиц в пробах, коэффициентов сортированности и асимметрии. Отложения высоких террас отличаются средней сортированностью материала заполнителя (коэффициент от 3,46 до 3,89), что может говорить об активном гидродинамическом режиме времени формирования этих толщ. Коэффициент асимметрии положителен (0,87-1,76), что указывает на лучшую сортированность крупнозернистой части материала, чем тонкозернистой.

Приведенные выше примеры демонстрируют необходимость тщательного геоморфологического анализа рельефа, в том числе широкого использования морфологического метода исследования форм рельефа при определении генезиса четвертичных отложений. Переоценка роли ледниковых и флювиогляциальных образований в ущерб флювиальным без соответствующего обоснования фактическим материалом представляется лишь данью преобладавшей во второй половине XX века концепции исключительного господства в горах оледенений и недооценкой роли других природных факторов в развитии геолого-геоморфологических объектов.

Список литературы:

Карта полезных ископаемых СССР масштаба 1:200000. Серия Восточно-Саянская, лист M-47-XXXV. Составитель Волколаков Ф. К. Редактор: Флоренсов Н. А. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. – М.: Наука, 1965. – 166 с.

Обручев С.В. Ярусные долины в областях горного оледенения // Сов. геология. – 1959. – № 6. – С. 65-77.

Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. – М.: Наука, 1965. – 128 с.

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЮННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ТУКУЛАНОВ) БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ

А.А. Галанин, А.П. Дьячковский, В.М. Лыткин, М.П. Бурнашева, Г.И. Шапошников, А.А. Куть
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Россия, agalanin@gmail.com

RADIOCARBON HISTORY OF DUNE DEPOSITS (TUKULANS) IN LOW BASIN OF VILUY RIVER

A.A. Galanin, A.P. Dyachkovskiy, V.M. Lytkin, M.P. Burmashova, G.I. Shaposhnikov, A.A. Kut,
Melnikov permafrost institute SB RAS, Russia

Тукуланы – специфические комплексы частично мерзлых песчаных дюн, широко распространенные в Центральной Якутии(Катасонова, Толстов, 1963).В палеогеографическом отношении они являются наименее изученными объектами региона. Массивы незакрепленных активно перевеиваемых дюн, а также закрепленных и более древних моделируют поверхности надпойменных террас различного уровня. Полого-слоистые дюнные пески в ассоциации с полями ветрогранников встречаются также в приводораздельных пространствах Лено-Вилюйского междуречья (Колпаков, 1983). Ветрогранники (дрейкантеры) – гальки и валуны, несущие признаки длительной ветровой обработки в условиях ультра аридного климата. Многие ветрогранники покрыты корками загара толщиной до 5 мм. Установлено, что с полями ветрогранников ассоциируют многочисленные проявления золота, признаки которого указывают на эоловое происхождение россыпей (Филиппов, Никифорова, 1988).

Вместе с тем, слабая изученность дюнных образований и отсутствие абсолютных датировок привели к появлению альтернативных гипотез не только об их хронологии, но и генетической принадлежности песчаных массивов. В целом со стороны официальной геокриологической научной школы палеогеографическая роль эоловых процессов плейстоценовой эпохи непрерывно умалялась и элиминировалась, уступая место флювиальным концепциям происхождения ледового комплекса (Геокриология СССР, 1989). Предполагалось, что повсеместно распространенные, нередко в ассоциации с дюнными отложениями, полигонально-жильные образования или так называемый "ледовый комплекс", являющийся палеогеографическим "лицом" криолитозоны, принципиально не могли формироваться в условиях аридного климата. Поэтому в при палеогеокриологических реконструкциях эоловым образованиям Центральной Якутии по умолчанию отводились достаточно узкие хроно-

логические интервалы, в частности генезис современных активно движущихся дюнных песков предполагался позднеголоценовым.

Радиоуглеродные датировки дюнных образований первой и второй террас нижнего течения р. Вилюй (разрезы № 366, 449 и 489)

Лабораторный номер	*Координаты, широта долгота*	*Глубина отбора, м*	*Материал пробы*	*Вмещающие отложения*	*Радиоуглеродный возраст, BP*	*Кал.возраст, calBP, α>95,4%*
Современная высокая пойма р. Вилюй, покрытая еловым лесом						
MPI-16	63,9276 123,2372	0,75	Фрагменты кустарников	Высокая пойма р. Вилюй, горизонтально слоистые супеси и суглинки	Современный	
MPI-17	63,9276 123,2372	2,5-3,0			230±60	470-0
Перекрестно-слоистыепескисовременныхнезакрепленныхдюн Кысыл-Сырского тукулана (поверхность 1 террасы правобережья р. Вилюй в 30 км от п. Кысыл-Сыр)						
MPI-15	63,9262 123,2677	0,55-0,85	Древесина сосны	Современные дюнные отложения, сложенные перекрестно-слоистыми Кварцевыми песками мощностью до 15 м	Современный	
MPI-19	63,9105 123,2278	2,9	Древесина лиственницы		100±80	290-0
MPI-20	63,9104 123,2277	1	Древесина лиственницы		120±85	295-0
MPI-35	63,9161 123,2337	0,8	Древесина сосны		325±65	510-155
MPI-60	63°55’10” 123°14’17	1,4-1,6	Древесина		600±75	675-510
Почвенные и торфяныегоризонты в основаниинеперекрестно-слоистыхотложенийнезакрепленныхдюн Кысыл-Сырского тукулана						
MPI-47	63,919447 123,2677262	0	Угли	Погребенный почвенный горизонт со следами крупного пожара	4400±85	5290-4840
MPI-13	63,9042 123,2159	1,0	Древесина лиственницы	Торфяник мощностью 1,8 м, подстилающий современные перекрестно-слоисные пески (дюны)	4300±90	5280-4580
MPI-14	63,9243 123,2374	0,95	Торф мохово-осоковый слабо разложившийся		4570±110	5580-4880
MPI-18	63,9186111 123,2348	0,7-1,0	Веточки кустарниковой березы		4120±110	4880-420
MPI-43	63,9029 123,2113	0,1-0,2	Мохово-осоковый торф		3320±90	3825-3370
MPI-49	63,9029 123,2113	0,5-0,6			3540±95	4090-3590
MPI-51	63,9029 123,2113	0,8-0,9	Моховой торф		3800±75	4415-3980
MPI-53	63,9029 123,2113	1,0-1,1			3830±90	4515-3975
MPI-48	63,9029 123,2113	1,2-1,3	Кустарничковый торф с листьями лоха болотного		3990±90	4815-4155
MPI-52	63,9029 123,2113	1,3-1,4	Кустарничковый торф с обломками древесины		5840±100	6890-6410
MPI-42	63,9029 123,2113	1,7-1,8	Интенсивно гумусированная супесь		8140±135	9440-8640
Русловые и пойменные пески, супеси и суглинки с прослоями гравия в основании, подстилающие перекрестно слоисты эоловые пески и супеси Кысыл-Сырского тукулана						
MPI-26	63,9243 123,2374	32	Кустарничково-травянистый торф	Нижняя часть террасы, сложенной аллювиальными кварцевыми песками и супесями с прослоями сизых оглеенных суглинков и супесей с тонкими линзами травянисто-кустарничкового органического детрита. В основании кустарничкового торфа с обломками древесины	> 55000	
MPI-29	63,9186111 123,2348	32	Мелкие обломки древесины		35600±1500	43200-36800
MPI-36	63,9162 123,2331	30	Рассеянный органический детрит		39900±2000	49000-41000
MPI-37	63,9029 123,2113	7			28400±600	33800-31200
MPI-38	63,9162 123,2331	30			44200±1800	> 45200

Лабораторный номер	*Координаты, широта долгота*	*Глубина отбора, м*	*Материал пробы*	*Вмещающие отложения*	*Радиоуглеродный возраст, BP*	*Кал.возраст, calBP, α>95,4%*
Разрез 65-метровой террасы левого берега р. Вилюй (№ 489) в 7 км ниже от п. Кысыл-Сыр, сложенной в средней части пачкой перекрестно-слоистых эоловых песков мощностью 30-40 м						
MPI-33	63,9486 122,8800	3-4	Мелкие обломки древесины	Нижняя часть ледового комплекса, с развитой полигональной решеткой из ледяных жил 5-6 метровой мощности и 1,5 м толщины.	22000±300	27100-25700
MPI-34	63,9486 122,8800	55	Мелкие обломки древесины	Косослоистые аллювиальные пески и горизонтально-слоистые супеси с линзами органического детрита, фрагментами деревьев	53500±8000	>47000
Скважина на пологом водоразделе в районе 29 км Вилюйского тракта. Сосновый бор на поверхности древних закрепленных дюн						
MPI-24	62,0701 129,1014	9,85	Древесина лиственницы	Суглинисто-торфяныйоглеенный слой, перекрытый перекрестно-слоистые частично мерзлыми сухими песками и супесями	48600±3000	62000-43500

В 2012-2014 г. нами были установлены несколько репрезентативных разрезов дюнных комплексов, исследованы их литологическое и минералогическое строение, криофациальный состав (Урбан, Галанин, Чжан, 2013). Разрезы, вмещающие эоловые отложения содержат достаточное количество органического материала для выполнения радиоуглеродной реконструкции хронологии их формирования (см. табл.). На основаниикриофациального анализа и абсолютных датировок,а также взаимной корреляции исследованных разрезов установлено, что на протяжении последних 3 морских изотопных стадий (МИС) дюнообразованиев регионе никогда окончательно не прекращались и развивались на протяжении всего позднеплейстоценового интервала. Причем максимальноеразвитие дюнные процессы имели в термические минимумы криохронов. В плювиальные эпохи (термохроны) активность эоловых процессов снижалась. Активизация современного дюнообразования началась около 5 тыс.л.н. после окончания бореального оптимума. На основании корреляции изученных разрезов, установлено, что формирования массивов дюнных песков и отложений ледового комплекса происходило синхронно, причем не только на различных элементах рельефа, но и в непосредственной близости. Нередко ледово-лессовые отложения с ПЖЛ перекрывают пачки сухо-мерзлых перекрестно-слоистых дюнных песков. Таким образом, имеются убедительные доказательства, свидетельствующие об одновременности формирования и фациальном родстве дюнных комплексов и льдистых покровных суглинков с ПЖЛ (ледового комплекса), что указывает на их принадлежность к единой криогенно-эоловой формации позднего плейстоцена.

Исследования выполнены при частичной поддержке исследовательских проектов РФФИ-РС(Я)-восток-а № 15-45-05129 и РФФИ № 14-05-0043514.

Список литературы:

Катасонова Е.Г., Толстов А.Н. Геокриологические особенности развеваемых песков (тукуланов) правобережья р. Вилюй // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 166-178.

Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии. Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. – М.: Наука, 1983. – № 52. – С. 123-131.

Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Преобразование частиц самородного золота в процессе эолового воздействия // Доклад АН СССР, 1988. – Т. 299. – № 5. – С. 1229-1232.

Геокриология СССР. Средняя Сибирь. Под ред. Э. Д. Ершова. М., 1989. – 414 с.

Урбан А.А., Галанин А.А. Чжан Т.Р. Литолого-минералогическая характеристика перевеваемого песчаного комплекса «Кысыл-Сырский». Разведка и охрана недр, 2013.- №12. – С. 23–27.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ ЦУНАМИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ

Л.А. Ганзей[1], Н.Г. Разжигаева[1], Т.А. Гребенникова[1], Ю. Нишимура[2], Х.А.Арсланов[3], В.М. Кайстренко[4], А.О. Горбунов[4]

[1]*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,* lganzey@tig.dvo.ru

[2]*Университет Хоккайдо, Саппоро, Япония,* yns@mail.sci.hokudai.ac.jp

[3]*Санкт-Петербургскийгосударственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* arslanovkh@mail.ru

[4]*Институт морской геологии и геофизики РАН, Южно-Сахалинск, Россия,* victor@imgg.ru

GEOLOGICALRECORSOFTSUNAMIONTHEEASTERNPRIMORYECOAST

L.A. Ganzey, N.G. Razzhigaeva, T.A. Grebennikova, Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia;Yu. Nishimura Hokkaido University,Sapporo, Japan; Kh.A. Arslanov St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; V.M. Kaistrenko, A.O. Gorbunov, Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk Russia

На побережье Приморья цунами происходят редко, и недостаточное количество исторических наблюдений не позволяет получить надежные данные по их повторяемости и интенсивности. Сильные цунами в этом регионе связаны с землетрясениями, эпицентры которых концентрируются узкой полосой на шельфе и подводном склоне вдоль Японских островов, продолжающейся вдоль западного побережья о. Сахалин до Углегорска (Поплавский и др, 1997).В регионе отмечены и вулканогенные цунами, например, цунами 1741 г. было вызвано извержением вулкана Осима, расположенном около о. Хоккайдо (Nishimura, Miyaji, 1995).

В XX веке у побережья Приморья произошло 3 крупных цунами: в 1940, 1983, 1993 гг. После цунами 1983, 1993 гг. были проведены обследования берегов, во время которых измерялись высота заплеска, дальность проникновения волн и были собраны сведения очевидцев (Горбунова и др., 1997; Полякова, 2012). Исследование осадконакопления остались вне поля зрения этих работ. В 2010-2014 гг. были проведены экспедиции, во время которых был собран материал, позволивший идентифицировать осадки исторических и палеоцунами в разрезах береговых низменностей Восточного Приморья (Ганзей и др., 2015). В цели работ входило выявление специфических черт осадконакопления при прохождении волн цунами в бухтах разного типа, палеореконструкция событий – определение возраста, масштаба и частоты сильных цунами на разных участках побережья. Район работ располагался от бух. Пластун до бух. Киевка. Поиск осадков цунами проводился на береговых низменностях за пределами зоны влияния сильных штормов. Разрезы изучались по профилям, заложенным от линии уреза вглубь суши. В разрезах опробовались прослои песка для последующей идентификации их происхождения, на ключевых точках отбирались также вмещающие отложения для определения палеоэкологической обстановки во время прохождения цунами. Были опробованы пляж и штормовые валы, как возможные источники материала, переносимого цунами и для определения критериев отличия цунамигенных осадков от других прибрежно-морских фаций.

Осадки цунами представлены тонкими прослоями песка, имеющих покровное залегание и протягивающихся вглубь суши за пределы действия штормовых волн. Слои имеют четкие границы, их мощность, как правило, несколько см, в отдельных случаях достигает 15 см (некоторые линзы – до 23 см) и уменьшается вглубь суши. По мере удаления от береговой линии уменьшается и размерность материала. Осадки цунами хорошо отличаются от паводковых, которые представлены суглинками или заиленными умеренно и плохо сортированными песками, не выдержаны по простиранию и включают только пресноводные диатомеи с обилием реофилов – видов, характерных для текучих вод.

Изучение разрезов береговых низменностей Восточного Приморья позволило идентифицировать следы сильных позднеголоценовых и исторических цунами, произошедших в последние 2.3 тысячи лет. Осадки цунами найдены только на побережье бухт, которые относятся к наиболее цунамиопасным, где при обследовании проявления последних цунами 1983, 1993 гг. (Горбунова и др., 1997; Полякова,2012) были замерены наиболее высокие заплески. Проведенные исследования показали, что сильные цунами, сопровождавшиеся эрозией на берегу и оставившие осадки в зоне затопления, редкие события на побережье Восточного Приморья. Исторические и позднеголоценовыепалеоцунами, следы которых обнаружены в разрезах, были, по-видимому, более масштабными событиями, чем известные цунами XX века, которые оставили очень тонкий слой осадков, обнаруженных в бухтах Озера, ЛангоуI. Наиболее выраженные слои были найдены в бухтах Моряк-Рыболов, Милоградовка, Валентин, Кит, Проселочная, Киевка. Возраст позднеголоценовых цунами оценивается около 2.1-2.3 калиб. тыс. л.н., 1.7-1.8 калиб. тыс. л.н., в историческое время до заселения края сильные цунами произошли около 800, 600, 400 и менее 200 л.н. Под историческим временем в отношении проявления цунами, по-видимому, следует рассматривать временной отрезок, начиная с VIII века, для которого существуют летописные свидетельства о прохождении сильных цунами в Япономорском регионе (Соловьев, Го, 1972).

Осадки цунами представлены песками, состав которых во многом зависит от геоморфологического строения дна и побережья бухт, литодинамической ситуации (в первую очередь, изменение объемов рыхлого материала и его состава в прибрежной зоне) и особенностью прохождения цунами, что определяет вклад разных источников питания. Хорошая сохранность цунамигенных песков наблюдается в небольших бухтах, приуроченных к низкопорядковым водотокам. Как правило, здесь за штормовыми валами расположены небольшие лагуны с заболоченными берегами, которые являются своеобразными седиментологическими ловушками. Осадки цунами здесь лучше сохраняются, поскольку в долинах малых водотоков меньше подъем уровня воды в половодье.

В бухтах, где развиты валунно-галечные пляжи, источником цунамигенных песков является подводный береговой склон. В бухтах, где пляж и подводный склон покрыт грубообломочным материалом (зал. Опричник, северная часть бух. Китовое ребро), нет достаточного количества песка, который мог бы переотлагаться цунами и формировать видимые прослои, следов затопления в геологических разрезах обнаружить не удалось. Возможно, энергии волн не хватало, чтобы переносить крупный материал, если же переносились единичные валуны и галька, найти их в разрезах очень трудно.

Осадки исторических цунами были найдены в бух. Кит, но на низких уровнях, только один прослой протягивается вглубь суши до 200 м и, скорее всего, был оставлен цунами 1993 г. Наиболее хорошо выраженные осадки цунами 1983, 1993 гг. обнаружены на побережье бухт Валентин и Проселочная, осадки цунами 1983 г. – в бух. Моряк Рыболов и Киевка.

Позднеголоценовые цунами оставили более выраженные и мощные прослои песков на побережье бух. Кит, Валентин, в северной части района работ осадки этих цунами обнаружены только в бух. ЛангоуI. Подробная летопись исторических цунами обнаружена в разрезах озерно-болотных отложений северного участка (бухты Озера, Китовое ребро, ЛангоуI). Наиболее подробная геологическая летопись событий для северного участка района исследований получена для бух. ЛангоуI, на побережье которой расположен длительно существующий болотный массив, возникший на месте среднеголоценовой лагуны, от которой осталось небольшое озеро. В бухтах, приуроченных к долинам крупных водотоков, поиск цунамигенных осадков затруднен, поскольку приустьевые зоны часто затапливаются во время сильных наводнений, когда может затапливаться все днище долины. На обследованном участке побережья подъем уровня в нижних частях речных долин в сильные наводнения может достигать 3-4 м. В нижних течениях рек русла сильно меандрируют, и нет условий для развития длительно-существующих болот и озерных водоемов. На южном участке наиболее информативной оказалась бухта Кит, где обнаружены следы 4 палеоцунами.

Как правило, осадки цунами отличаются от осадков пляжа и штормового вала, и сформированы, в основном, из материала, поставляемого с подводного берегового склона. Изучение диатомовых водорослей в цунамигенных осадках показало, что основной перенос материала шел с небольших глубин, т.к. среди морских форм преобладают сублиторальные бентосные виды, обычно обитающие на глубинах до 10-15 м. Особенно активное поступление материала с берегового склона во время цунами происходило в бух. Валентин, Кит. В бух. Проселочная во время цунами 1993 г. шел вынос материала как с пляжа и штормового вала, так и с подводного склона, в 1983 г. – в основном, с пляжа.

Иная картина наблюдалась при цунами с небольшими заплесками, во время которых происходила эрозия надводных аккумулятивных форм. В таких бухтах, как Лангоу, разновозрастные осадки цунами имеют близкие гранулометрические характеристики, что свидетельствует о схожести седиментологической ситуации во время прохождения цунами в условиях открытого побережья. Наиболее разнообразные по гранулометрическому составу осадки обнаружены в бух. Кит, где на подводном склоне и в береговой зоне выходят хорошо дифференцированные по крупности наносы, составляющие весь ряд от алевро-пелитовых илов до крупнозернистых песков и гравийно-галечного материала.

Можно предположить, что эпицентры цунамигенных землетрясений, произошедших в позднем голоцене и в историческое время имели разную локализацию на дне Японского моря. Исторические цунами, скорее всего, были вызваны землетрясения, эпицентры которых располагались в той же области, что и эпицентры цунамигенных землетрясений XX века.

Результаты проведенных работ будет основной для первой реконструкции геологической летописи событий цунами на побережье Восточного Приморья, возникших в результате землетрясений, очаги которых располагались в Японском море. В Япономорском бассейне в историческое время, в том числе и в XX веке, наблюдалось несколько крупных событий, имевших трагические последствия. Катастрофический характер имели цунами 1993 г на о-ва Окусири, из исторических цунами – 1833, 1741 гг. и др. Некоторые из этих цунами могли достигать побережья Восточного Приморья. Чтобы определить масштаб проявления цунами и выделить зоны, подверженных наибольшему риску, а также определить, в какое время такие события происходили наиболее часто, необходимо получить данные по всему обрамлению Японского моря. Особое внимание следует уделить побережью Западного Сахалина и Западного Хоккайдо, поскольку в данных районах должны фиксироваться одни и те же события, что и в Приморье, но интенсивность их проявления могла быть различной.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00179.

Список литературы:

Горбунова Г.В., Диденко Г.В., Дьяченко В.Д. и др. Обследование проявления цунами 12-13 июля 1993 года на побережье Приморского края // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – Т. 8. –С. 7-28.

Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю., Гребенникова Т.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О., Арсланов Х.А., Чернов С.Б., Наумов Ю.А. Осадки исторических и палеоцунами на побережье Восточного Приморья // Тихоокеанская геология.– 2015. – № 1. – С. 79-95.

Полякова А.М. Опасные и особо опасные гидрометеорологические явления в северной части Тихого океана и цунами в побережья Приморья. – Владивосток: Дальнаука, 2012. – 182 с.

Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.Н., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. – 272 с.

Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. – М.: Наука, 1972. – 309 с.

NishimuraYu., MiyajiN. Tsunamidepositsfromthe 1993 southwest Hokkaido earthquake andt he 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan // Pure and Applied Geogphysics. – 1995. – V. 144. – P. 720-733.

НОВЫЙ ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКИ ОХАРАКТЕРИЗОВАННЫЙ РАЗРЕЗ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В БАССЕЙНЕ НИЖНЕЙ КАМЫ

Н.И. Глушанкова
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Москва. Россия, ni.glushankova@ mail.ru

NEW PALEOPEDOLOGICHESKI THE CHARACTERIZED NEOPLEISTOCENE SECTION IN BASSEN OF THE LOWER KAMA

N.I. Glushankova, M.V. Lomonosov Moscow State University, Russia

Исследования, проводимые в последние десятилетия в перигляциально-лёссовых областях Русской равнины (А.А.Величко, М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Т.Д. Морозова, Н.И. Глушанкова, Ж.Н. Матвиишина, Н.П. Герасименко, В.П. Ударцев, С.А. Сычёва, А.И. Цацкин и др.) приобретают всё большее значение для решения важных проблем четвертичной геологии, хроностратиграфии, палеогеографии и корреляции геологических событий неоплейстоцена. Повышенный интерес к исследованию лёссово-почвенной формации объясняется рядом обстоятельств: 1) она широко распространена на территории Русской равнины, доступна для изучения в опорных разрезах и содержит подробные сведения о последовательности палеогеографических событий за период более одного миллиона лет, в том числе смене межледниковых и ледниковых эпох, чередовании обстановок интенсивного педогенеза и лёссонакопления, отражающих одну из основных закономерностей развития природы в неоплейстоцене; 2) ряд важных вопросов генезиса, расчленения и корреляции стратиграфических подразделений лёссового комплекса, определения хроностратиграфической позиции конкретных палеопочвенных образований до сих пор остаются дискуссионными или мало разработанными.

Одной из перспективных, но всё ещё недостаточно изученных является перигляциально-лёссовая область Волжско-Камского региона, на территории которой субаэральные отложения**,** занимающие значительную часть стратиграфической колонки неоплейстоцена, не имеют сплошного распространения, а носят островной характер. Они покрывают значительную площадь междуречий, вскрываются в речных долинах и отсутствует на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Перигляциальные массивы мощностью до 20-30 м наблюдаются как на лево – так и правобережье р. Камы.

На всех этапах изучения неоплейстоценовых отложений в Волжско-Камском регионе основное внимание уделялось аллювию, в то время как стратиграфия и палеогеография субаэральных отложений оставалась практически не разработанной. Лишь Е.В. Шанцер, излагая данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Поволжья, первым обратил внимание на ископаемые почвы как на надежные показатели климата, существовавшего к моменту их захоронения, и подчеркнул их значимость для четвертичной климатостратиграфии. Вслед за ним А.И. Москвитин использовал палеопочвы при расчленении склоновых отложений в бассейне Средней Волги.

В результате многолетнего междисциплинарного изучения впервые открытых, представительных лёссово-почвенных разрезов неоплейстоцена (Коминтерн, Раздольный, Речное, Тиганы, Татарская Чишма и др.) были выявлены особенности развития геосистем в перигляциальной области левобережья р. Камы. Комплексные региональные исследования, с применением методов четвертичной геологии, палеогеографии, генетического почвоведения, позволили: 1) выявить особенности строения лёссово-почвенной формации, обусловленные геоморфологическими различиями залегания; 2) провести стратиграфическое расчленение и определить на этой основе естественноисторические этапы осадконакопления; 3) установить возрастную структуру лёссового покрова и охарактеризовать лёссово-почвенные серии, отвечающие ныне известным климатолитам раннего, среднего и позднего неоплейстоцена; 4) определить генетическую природу палеопочв; 5) сопоставить с возможными современными аналогами и ареалами их распространения; 6) реконструировать почвенные покровы, отражающие сложные и динамичные ландшафтные обстановки межледниковых эпох среднего и позднего неоплейстоцена; 7) выявить связь типологического разнообразия почв и их сочетаний в почвенных покровах с зональными и провинциальными изменениями природной среды, а также с разнообразием геолого-геоморфологических условий и материнских пород. Установлено, что формирование типов почв в почвенных покровах на территории Прикамья в неоплейстоцене происходило в пределах суббореального почвенно-климатического пояса с образованием сложного зонального спектра почв, с отличным от современного положением границ почвенных зон. Сравнительный анализ трёх позднеплейстоценовых эпох педогенеза показал, что к голоценовому максимально приближено, хотя не является идентичным по строению почвенного покрова, микулинское межледниковье, в течение которого был реализован межледниковый цикл эволюции почв, и которое может рассматриваться в качестве эпохи – аналога голоценового межледникового почвообразования (Агаджанян, Глушанкова, 1989; Глушанкова, 1993, 2008).

К настоящему времени накоплен значительный массив данных комплексных исследований правобережных разрезов неоплейстоцена в низовьях р. Камы. Одним из наиболее представительных и стратиграфически полных разрезов, в строении, которого отчетливо проявились климатоседиментационные особенности, характерные для внеледниковой зоны Волжско-Камского региона, является опорный разрез Рыбная Слобода ($55^{o}38'$с.ш., $50^{o}25'$в.д.). Выбор разреза, для впервые проводимого комплексного изучения, предопределило удачное сочетание ряда факторов: относительно хорошая обнаженность неоплейстоценовой толщи в береговых обрывах Куйбышевского водохранилища, значительная мощность, генетическое разнообразие отложений, вы-

разительность и хорошая сохранность ископаемых почв, широкий возрастной диапазон, наличие палеонтологических остатков. Новейшие отложения опорного разреза Рыбная Слобода изучались поэтапно в течение трёх полевых сезонов, в серии взаимоувязанных расчисток, заложенных на небольшом расстоянии друг от друга. В основу стратиграфо-хронологического расчленения субаэральных отложений были положены: установленные естественноисторические этапы развития лёссово-почвенной формации, выявленный комплекс диагностических показателей, типологическое своеобразие и генетическая неповторимость почвенных горизонтов, являющихся главными маркирующими реперами отдельных геохронологических этапов неоплейстоцена.

В обобщающем виде строение новейших отложений опорного разреза может быть представлено в следующем виде: 1) современная почва (e 1V) – 0,0-2,3 м. 2) светло коричневые лёссовидные суглинки и супеси (L Ш, MIS 2) – 2,3-5,8м. 3) брянская почва (e Ш br, MIS 3) – 5,8-7,2м. 4) коричневато-палевый лёссовидный суглинок (L Ш, MIS 4) – 7,2-8,4 м. 5) мезинский педокомплекс (e Ш mz, MIS 5) – 8,4-10,8 м. 6) буровато-коричневые лёссовидные суглинки, супеси, т/з пески (L П dn, MIS 6) – 10,8-12,6 м. 7) роменская почва (e П rom, MIS 7) – 12,6 – 14,8 м. 8) буроватый лёссовидный суглинок (L П, MIS 8) -14,8-15,3 м. 9) каменская почва (e П kam, MIS 9) – 15,3-18,5 м. 10) песок т/з с прослоями суглинков (a П-1) – 18,5-32,8 м. Согласно приведенному выше описанию, новейшие отложения в разрезе Рыбная Слобода характеризуются наличием трёх позднеплейстоценовых и двух среднеплейстоценовых ископаемых почв разного стратиграфического ранга, разделенных лёссовидными суглинками и супесями. При анализе строения разновозрастных лёссово-почвенных серий в исследуемом разрезе обращает на себя внимание значительная мощность хорошо сохранившихся палеопочвенных горизонтов.

Сравнительный анализ комплексной характеристики лёссово-почвенной формации право – и левобережных разрезов показал значительное сходство в их строении и морфотипическом своеобразии палеопочв, сформированных в условиях лесных, лесостепных ландшафтах суббореального почвенно-климатического пояса. Отличия касаются степени сохранности, мощности палеопочв и выраженности отдельных генетических горизонтов, а также в замещении инжавинской почвы лихвинского межледниковья аллювиальным комплексом отложений с сингильской микротериофауной. Видовой состав фауны, собранной В.П. Ударцевым из аллювия, служащего материнской породой для каменской почвы, включает многочисленные остатки архаичных водяных полевок *Arvicola Cantianus, Clethrionomys glareolus, Clethrionomys rufocanus, Microtus (Stenocranius) gregalis, Microtus agrestis*, *Microtus oeconomus* и некоторых других. По эволюционному уровню близкие фауны описаны из местонахождений Западной Европы, относящихся к межледниковью гольштейн (Holsteinian), коррелируемым с MIS 11(Маркова, 2004).

Основываясь на морфогенетических и аналитических данных, можно констатировать, что основной фон почвенного покрова в постлихвинскую (каменскую) эпоху составляли брюнизёмы и луговые черноземовидные почвы. В заключительную эпоху среднеплейстоценового педогенеза формировались почвы с монолитным профилем без признаков иллювиирования материала, в различной степени оглеенные и криотурбированные. Отсутствие прямых аналогов в современном почвенном покрове в значительной степени затрудняет их типологическую диагностику. Структура почвенного покрова в микулинское межледниковье характеризовалась сложным сочетанием нескольких типов, которые можно идентифицировать с современными серыми лесными почвами, черноземами (оподзоленными, выщелоченными). Принципиальное сходство микулинского межледниковья с голоценом свидетельствует о проявлении тех же почвообразовательных процессов (лессиваж, поверхностное оглеение, оглинивание, гумусонакопление) при межледниковом педогенезе, что и в современных почвах. В составе однообразного по строению почвенного покрова ранневалдайского интерстадиала преобладали почвы черноземовидного генезиса. Морфологические особенности и геохимические характеристики средневалдайской брянской почвы свидетельствуют о её дерново-карбонатном, а на заключительных этапах – надмерзлотно-дерново-карбонатном типе почвообразования (Глушанкова, 2008; 2011).

Полученные результаты в основных чертах корреспондируются с имеющимися данными сопредельных территорий и могут служить основой для проведения широких палеогеографических реконструкций и межрегиональных корреляций. Они позволяют определить главные направления будущих исследований, нацеленных на совершенствование методики изучения лёссово-почвенной формации, выявление новых аспектов генетической интерпретации палеопочв, развитие общей теории палеопедогенеза, реконструкцию природной среды неоплейстоцена, на территориальное расширение проводимых исследований.

Список литературы:

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена бассейнов Днепра, Дона и Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. − М.: Наука. 1989. − С.103-113.

Глушанкова Н.И. Строение новейших отложений и палеогеография внеледниковой области Среднего Поволжья // Литология и полезные ископаемые. − 1993. − № 1. − С. 91-109.

Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. − Смоленск-Москва. Изд-во «Маджента». 2008. − 348 с.

Глушанкова Н.И. Геологическое строение и палеогеография неоплейстоцена в бассейне Нижней Камы (по материалам изучения опорных разрезов) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. − М.: Изд-во географического ф-та МГУ. 2011. − С. 132-156.

Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. – М: Изд. дом «Городец». 2004. − С. 583-598.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) НА ОСНОВАНИИ ДАННЫХ О СОСТАВЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ

В.А. Голубцов, Ю.В. Рыжов, Д.В. Кобылкин
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, tea_88@inbox.ru

RECONSTRUCTION OF LATE GLACIAL AND HOLOCENE CLIMATIC CHANGES IN CENTRAL PART OF SELENGA MIDLAND (WESTERN TRANSBAIKALIA) BASED ON THE STABLE ISOTOPE RECORD OF SOIL ORGANIC MATTER

V.A. Golubtsov, Y.V. Ryzhov, D.V. Kobylkin, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk

На протяжении последних десятилетий методы геохимии стабильных изотопов широко применяются в палеоэкологических исследованиях. Они дают совершенно новую и уникальную информацию при реконструкции географической обстановки прошлого и, в частности, при изучении истории формирования почв. Несмотря на это, работы в области изучения состава стабильных изотопов почв Байкальского региона единичны и не охватывают всего многообразия природных обстановок. Отсюда, представляются актуальными дальнейшие исследования в данном направлении, что позволит лучше понять направленность и закономерности региональных ландшафтно-климатических изменений.

Цель работы – на основании исследования состава стабильных изотопов углерода и азота органического вещества почв, показать специфику ландшафтно-климатических изменений в центральной части Селенгинского среднегорья за последние 15 тыс. лет.

Исследования проводились в Куйтунском межгорном понижении. Изучено два разреза рыхлых отложений, расположенных в устьевой части балки (разрез Надеино) и в пределах делювиальных шлейфов по левому борту долины р. Куналейки (разрез Большой Куналей). Изотопный состав углерода и азота органического вещества почв определяли после удаления корней, детритовых включений и карбонатов. Измерения проведены в университете Галле-Виттенберг (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Германия) с использованием масс-спектрометра Finnigan Delta V Advantage. Результаты измерений выражены в промилле (‰) по отношению к стандартам VPDB и AIR N_2. Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот.

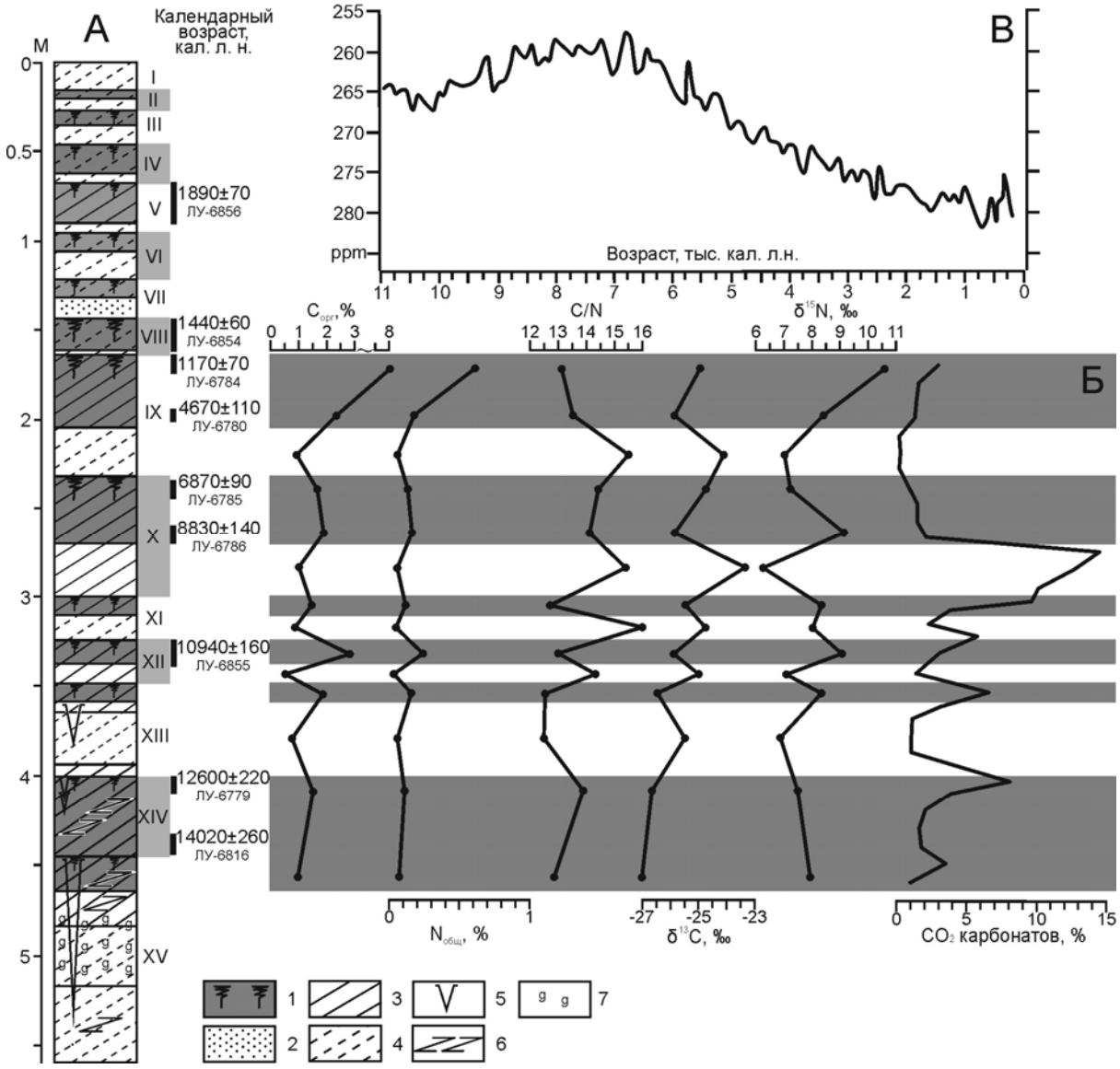
Строение разреза Надеино (рис. *А*) носит цикличный характер: делювиальные, делювиально-пролювиальные и эоловые осадки переслаиваются с гумусовыми горизонтами погребенных почв. С поверхности отложения перекрыты агроделювием, мощностью 165 см. Проведенное радиоуглеродное датирование почв позволило установить, что аккумуляция почвенно-литологической толщи происходила на временном промежутке, охватывающем конец позднеледниковья и весь голоцен (см. рис. *А*). Разрез Большой Куналей вскрыл полигенетичную толщу, состоящую из наложенных один на другой профилей двух черноземов. Нижняя почва формировалась на протяжении первой половины пребореального периода, верхняя – в течение суббореала и субатлантика.

Распределение органического углерода ($C_{орг}$) и общего азота ($N_{общ}$) в профиле исследуемых разрезов демонстрирует сходные закономерности. Их количество минимально в слоях отложений и возрастает в пределах гумусовых горизонтов почв (рис. *Б*). Снижение содержания $C_{орг}$ и $N_{общ}$ совпадает с увеличением значений $\delta^{13}C$ и расширением соотношения C/N. Менее обогащенное ^{13}C органическое вещество характерно для гумусовых горизонтов почв. Утяжеление изотопного состава углерода в слоях отложений сопровождается понижением значений $\delta^{15}N$ (см. рис. *Б*). При этом от подошвы к кровле разрезов отмечается тренд к утяжелению изотопного состава углерода. Интерпретация выявленной изотопной неоднородности исследуемых почв и отложений, может быть выполнена со следующих позиций:

1) *Смена флористического состава растительных сообществ.* Изотопный состав С органического вещества почв напрямую зависит от типа произрастающей растительности, а именно от особенностей ее фотосинтеза. Преобладающая часть наземной растительности, включающая большинство деревьев, трав и кустарников умеренной зоны при фиксации углерода используют цикл Кальвина (С3-растения). Значения $\delta^{13}C$ для их биомассы колеблются от -22 до -32 ‰. В жарких и аридных условиях (пустыни, полупустыни, сухие степи) более конкурентоспособными становятся растения, использующие цикл Хетч-Слека (С4-растения) и обладающие диапазоном $\delta^{13}C$ от -10 до -18 ‰ (O'Leary, 1995). В исследуемых почвах значения $\delta^{13}C$ составляют от -27,00 до -23,35 ‰ (см. рис. *Б*). Это позволяет утверждать, что органическое вещество почв на протяжении позднеледниковья и голоцена формировалось при поступлении биомассы С3-растений без участия С4-растений, что вполне характерно для умеренного, резко континентального климата, с отрицательными среднегодовыми температурами. Поэтому влияние рассматриваемого фактора на наблюдаемые изменения изотопного состава органического вещества почв исключено.

2) *Изменение концентрации диоксида углерода в атмосфере*. Понижение концентрации CO_2 ведет к уменьшению изотопного фракционирования при фотосинтезе (Feng and Epstein, 1995), что может выражаться в повышении значений $\delta^{13}C$ продуцируемого органического вещества. Исходя из данных, полученных при исследовании ледовых кернов в Антарктике (Monnin et al., 2004), на протяжении голоцена концентрация CO_2 в атмосфере преимущественно возрастала (рис. *В*). В нашем же случае наблюдается тренд к утяжелению изотопного

состава углерода органического вещества почв от позднеледниковья к голоцену. Таким образом, изменением концентрации CO_2 в атмосфере не оказывало существенного влияния на изотопный состав углерода исследуемых почв.



А – строение разреза Надеино и абсолютный возраст почв; Б – изотопный состав и некоторые химические свойства почв и отложений; В – концентрация CO2 в атмосфере на протяжении голоцена (по Monnin et al., 2004). Условные обозначения: 1 – гумусовые горизонты почв; 2 – песок; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – криогенные клинья; 6 – криотурбации; 7 – оглеение.

3) *Фракционирование изотопов в процессе разложения органического вещества почв.* За счет проявления кинетического изотопного эффекта микробная трансформация органического вещества почв сопровождается преимущественной потерей легких изотопов углерода (^{12}C) и азота (^{14}N) и остаточной аккумуляцией ^{13}C и ^{15}N, что в итоге приводит к «утяжелению» изотопного состава субстрата. Как правило, обогащенность органического вещества почв ^{13}C возрастает от поверхностных к более глубоким горизонтам и коррелирует с его возрастом, определенным радиоуглеродным методом. В нашем случае подобная закономерность не прослеживается и с увеличением глубины и возраста наблюдается обеднение органического вещества ^{13}C (см. рис. *Б*). Изменения $\delta^{15}N$ при минерализации органического вещества выражены гораздо сильнее, чем изменения $\delta^{13}C$ (Robinson, 2001). Однако и здесь мы не находим подтверждения тому, что изотопный состав органического вещества исследуемых почв контролируется процессами его разложения – с увеличением $\delta^{13}C$ наблюдается облегчение изотопного состава N, при этом возрастает относительная обогащенность гумуса азотом (соотношение C/N) (см. рис. *Б*), которая теоретически должна снижаться при минерализации органического вещества из-за потери углерода в форме CO_2.

4) *Динамика теплообеспеченности и увлажненности.* Аридизация и вызванные ей неблагоприятные экологические условия обуславливают специфические фотосинтетические эффекты С3-растительности. Растения реагирует на дефицит влаги сужением устьиц, что приводит к снижению концентраций CO_2 в их тканях, уменьшению изотопного фракционирования и увеличению $\delta^{13}C$ синтезирующихся органических соединений (O'Leary, 1995). Оптимизация теплообеспеченности и увлажнения способствует повышению активности почвенной биоты, усилению гумификации растительных остатков, что ведет к обогащению почв ^{15}N. В исследуе-

мых разрезах наиболее высокие значения $\delta^{13}C$ наблюдаются в слоях отложений, что может быть объяснено аридизацией климата во время их накопления. Понижение $\delta^{13}C$ отмечается в пределах гумусовых горизонтов почв и совпадает с увеличением $\delta^{15}N$ и сужением соотношения C/N. Наиболее вероятно, что подобные изменения связаны с повышением биологической активности почв, вызванной увеличением тепло- и влагообеспеченности.

Основываясь на сказанном, есть основания полагать, что изотопный состав C и N исследуемых почв отражает динамику влагообеспеченности территории на протяжении позднеледниковья и голоцена. Наиболее выраженные фазы аридизации проявились на рубежах позднеледниковья и голоцена, бореала-атлантика и атлантика-суббореала, что согласуется с результатами, полученными нами ранее (Рыжов и др., в печати)

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13–05–00521).

Список литературы:

Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Черных В.Н. Основные периоды почвообразования и осадконакопления в лесостепных ландшафтах Селенгинского среднегорья в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы. – 2015. – № 3 (в печати).

Feng X., Epstein S. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO2 concentration // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1995. – V. 59. – P. 2599-2608.

Monnin E. et al. Evidence of substantial accumulation rate variability in Antarctica during the Holocene, through synchronization of CO2 in the Taylor Dome, Dome C and DML ice cores // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – Vol. 224. – P. 45-54.

O'Leary M.H. Environmental effects on carbon isotope fractionation in terrestrial plants // Stable isotopes in biosphere. – Kyoto Univ. Press, Japan, 1995. – P. 79-91.

Robinson D. $\delta^{15}N$ as an integrator of the nitrogen cycle // Trends Ecol. Evol. – 2001. – Vol. 16. – P. 153-162.

РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОБЕРЕГОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО ДАННЫМ РАДАРНОЙ ТОПОСЪЕМКИ

И.М. Греков[1], Д.А. Субетто[2]

[1]Российский *государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия*, ivanmihgrekov@gmail.com

[2]*Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия,* subetto@mail.ru

RECONSTRUCTIONS OF PALEOSHORES KOLA PENINSULA ACCORDING TO RADAR TOPOGRAPHIC MAPPING

I.M. Grekov, Herzen State Pedagogical University, St-Petersburg, Russia;
D.A. Subetto, Institute of Northern Water Problems KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

Метод реконструкции уровня моря основан на спутниковых данных рельефа Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). SRTM – радарная топографическая съемка большей части территории земного шара, выполненная спутниками NASA. Данные съемки варьируются по точности и охвату территории. Данные высот исследуемой территории помещаются в ГИС систему MapInfo с дополнением Vertical Mapper, где проводится предварительный анализ модели земной поверхности.

SRTM модель имеет разрешение 90 метров и представлена мозаикой 5x5 градусов, изготовленной из бесшовного набора данных, что облегчает работу с информацией. Математический анализ цифровой маски рельефа территорий позволяет наиболее точно определить границы морских вод.

На основе данных палеогеографических исследований можно составить реконструкции относительно небольших участков земной поверхности с равномерным гляциоизостатическим поднятием.

В качестве примера выбраны три района исследований Кольского полуострова, где продемонстрирована возможность применения данного подхода.

1. Средний и Рыбачий полуострова. Полуострова представляют собой обширные плато, расчлененные долинами многочисленных ручьев и рек. Большая часть их поверхности располагается на высоте порядка 200 м над у. м. Только в восточной части п-ова Средний нередки высоты, превышающие 300 м над у. м. На обоих полуостровах прекрасно развиты прибрежно-морские отложения позднего плейстоцена и голоцена, достигающие высоты порядка 94 м над у. м. (рис.1). Были использованы данные о верхней морской границе и о краевых ледниковых образованиях. Положение верхней морской границы определялось по наиболее высоко расположенным морским отложениям и формам рельефа, связанным с деятельностью моря (Евзеров, 2012).

2. Териберка. На основе донных отложений озер в районе пос. Дальние Зеленцы становится возможным создать реконструкцию колебания Баренцева моря в раннем голоцене. В Ярнишное-3 (N 69.0645153, E 36.0650253) высотой 54 м н.у.м., были обнаружены переходные осадки от морских к пресноводным, возрастом 10950±120 ^{14}C лет назад. Эти отложения соответствуют началу периода позднего дриаса (Snyder et.al., 2000). На данной реконструкции повышения уровня Баренцева моря, видно существование фиардовых заливов вглубь Кольского полуострова (рис.2).

3. Кандалакшский берег Кольского полуострова. Исследуемый регион характеризуется следами гляциоизостатической активности и большим количеством голоценовых морских отложений. Разрез на р. Кузрека (N

66.6197568, E 34.7935295), высотой 14.4 м. представлен двучленными отложениями: нижнюю часть занимают суглинки, насыщенные органикой, перекрытые выше песчаными «слепыми» отложениями. На базе Геологического Института РАН был проведен радиоуглеродный анализ образца из нижней части разреза и получена дата 9550 ± 150 (ГИН-14783), указывающая на раннеголоценовую седиментацию верхней части суглинистой толщи (Греков и др., 2013). По данным ранних исследований донных отложений озер в районе п. Умба и гипсометрическому профилю полуострова Турий (Колька и др., 2013), определен максимальный уровень распространения вод Белого моря в раннем голоцене до отметки примерно 50 метров н.у.м. Выше по профилю морских отложений не отмечается (рис.2).

Такой высокий уровень моря отмечается в пребореальный период (1000-9300 ^{14}C л.н.) и согласуется с морскими отложениями в долине р. Кузрека. На реконструкции видно, что полуостров Турий в раннем голоцене был отдельным островом и имел изрезанную береговую линию.

Метод реконструкции, основанный на спутниковых данных радарной топосъёмки рельефа, позволяет визуализировать накопленные палеогеографические данные и создать наиболее точную реконструкцию трансгрессий морей и крупных озер.

Работа выполняется при частичной поддержке гранта РФФИ №13-05-01039 «Динамика уровня морей и крупных озер на восточной и юго-восточной периферии Балтийского кристаллического щита в позднем плейстоцене и голоцене».

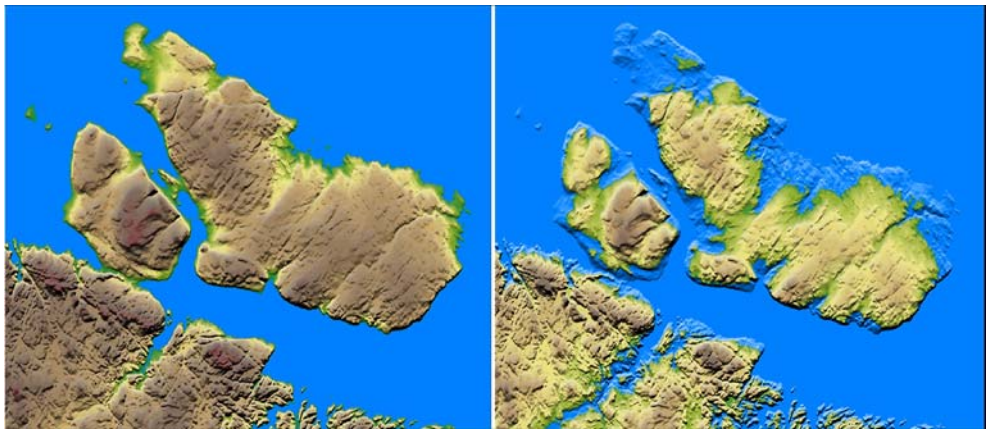


Рис. 1. Реконструкция береговой линии Среднего и Рыбачьего полуостровов в период максимальной трансгрессии Баренцева моря (94 м над у. м.) (справа) и современная береговая линия (слева).

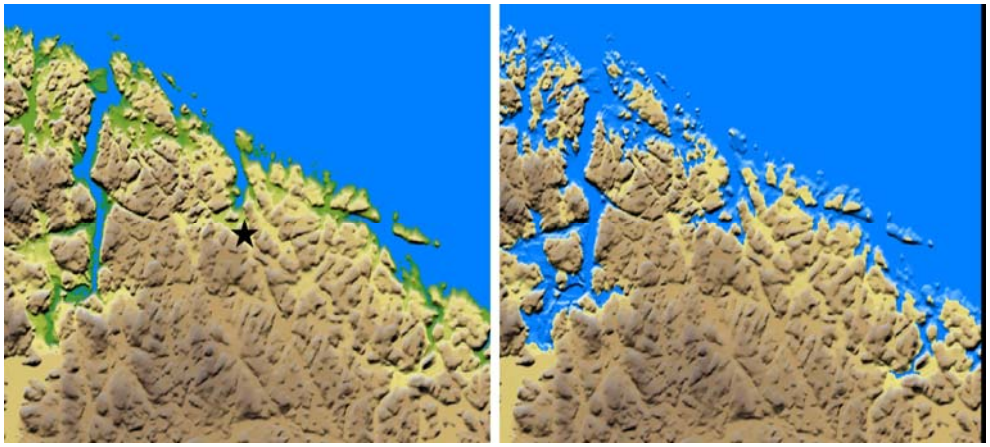


Рис. 2. Реконструкция береговой линии Кольского полуострова в районе п. Дальние Зеленцы в позднем дриасе на основе возраста морских донных отложений озера Ярнишное-3 (54 м н.у.м.). Слева – современная береговая линия; справа – поздний дриас; звездочка – местоположение озера.

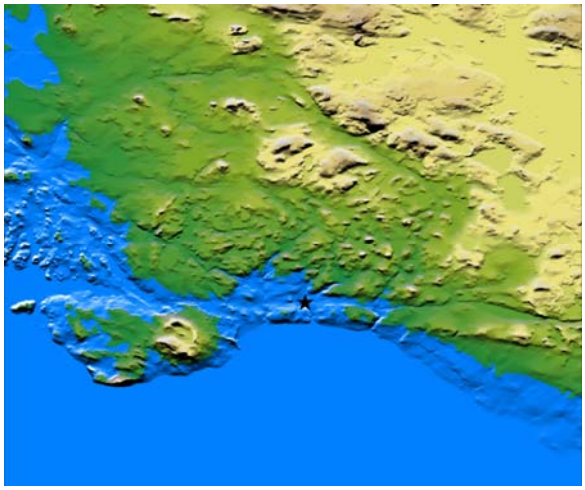


Рис. 3. Реконструкция берегов Кандалакшского берега Кольского полуострова в районе п-ова Турий в пребореальном периоде. Пунктиром обозначена современная береговая линия. Звездочкой – место пробоотбора суглинков морского генезиса.

Список литературы:

Греков И.М., Зарецкая Н.Е., Колька В.В. Раннеголоценовые отложения долины р. Кузреки // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, тоги изучения и основные направления дальнейших исследований» Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013 г.) – Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. – С.151-152

Евзеров В.Я. Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побережьях Мурмана и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. – 2012. – № 4. – С. 53-64.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия АН. Серия географическая. – 2013. –№ 1 –С. 73-88.

Snyder, J. A., MacDonald, G. M., Forman, S. L., Tarasov, G. A. & Mode, W. N. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake Yarnyshnoe-3 // Boreas. –2000. – Vol. 29. – P. 261–271.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ОСВОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНОВ РЕК ДНЕПРА, ДОНА, ОКИ И КАМЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИМ ЧЕЛОВЕКОМ

Ю.Н. Грибченко, Е.И. Куренкова
Институт географии РАН, Москва, Россия, paleolith@yandex.ru

THE CHARACTERISTIC FEATURES OF THE UPPER PALEOLITHIC MAN COLONIZATION OF THE RIVER BASINS ON EAST EUROPEAN PLAIN (DNIEPER, DON, OKA, KAMA)

Yu.N. Gribchenko, E.I. Kurenkova, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Результаты комплексного изучения позднепалеолитических памятников Восточной Европейской равнины дают возможность для оценок особенностей первичного освоения человеком разных регионов. Главные районы концентраций стоянок палеолитических сообществ были связаны с различными речными бассейнами. Возможности изучения связей основных путей миграций человека и выбора участков размещения долговременных местообитаний в разные периоды позднего плейстоцена определяются фактическими данными исследований природных условий функционирования стоянок разного возраста.

Многочисленные археологические памятники позднего палеолита распространены в разных регионах Восточно-Европейской равнины. Наиболее значительные долговременные стоянки, поселения и местообитания распространены на равнине весьма неравномерно. Позднепалеолитические сообщества активно осваивали территории бассейнов рек – Днепра, Десны, Дона, Оки и Камы в период брянского интерстадиала и в последующий заключительный этап валдайской ледниковой эпохи.

Среди особенностей распространения и условий залегания культурных слоев стоянок палеолита Восточно-Европейской равнины, располагающихся в пределах различных речных бассейнов, надо отметить многочисленные памятники Днепровского бассейна, связанные с долинами Десны, Сейма, Роси, Удая. Крупные скопления многослойных стоянок и разновозрастных поселений сконцентрированы в долине Дона (Костенковская группа). Комплексная характеристика донских стоянок подробно разобрана во многих работах. В отличие от донских памятников, в Днепровском бассейне располагается большое число стоянок, которые раньше рассматривались только как однослойные и кратковременные. Однако исследований последних лет указывают на то, что во многих днепровских памятниках также выявляется многослойность, но не так ярко выраженная как в бассейне Дона. Многослойность установлена на таких известных памятниках как Хотылево, Авдеево, Быки, Юдиново, Елисеевичи и другие.

Наиболее ранние памятники позднего палеолита (32 – 20 тыс. лет н.) размещены на водораздельных участках речных долин и на высоких надпойменных террасах – Хотылево 2, Пушкари 1, Погон, Новгород-Северская, Зарайск, Сунгирь, Заозерье, Гарчи 1 и др. Похолодание последней ледниковой эпохи и формирование перигляциальных ландшафтов не стало непреодолимым препятствием для расселения палеолитического человека в центральных и северных районах Восточной Европы.

Для стоянок поздней поры верхнего палеолита (после максимума последнего оледенения) характерно еще большее расширение ареалов традиционных местообитаний. В этот период увеличиваются возможности выбора удобных путей миграций и участков с благоприятными условиями размещения отдельных стоянок и долговременных поселений в речных долинах. В результате этого крупные стоянки существовали как на водоразделах (Пушкари, Тимоновка, Бугорок), так и на низких надпойменных террасах – Межирич, Гонцы, Мезин, Оболонье, Елисеевичи, Юдиново, Супонево и другие. Культурные слои многих стоянок этого времени отличаются значительными мощностями, насыщенностью кремневыми орудиями, костями животных и костным углем. В пределах стояночных участков часто выявляются остатки крупных костно-земляных конструкций. Все это свидетельствует о достаточно продолжительном функционировании поселений и активной хозяйственной деятельности их обитателей.

Особый характер процессов седиментации и рельефообразования на ограниченных стояночных участках определял их выбор для обитания первобытного человека. Степень воздействия первобытного человека на структуру поверхности обитания и окружающие ландшафты была различной. Нарушения стабильности поверхностей и активизация процессов седиментации, эрозии и криогенеза вызывали необходимость смещения зон активной хозяйственной деятельности либо в пределах одного геоморфологического уровня, либо более значительные. Продолжительность функционирования стоянок на небольших участках во многих случаях оценивается только на основании микростратиграфии культурных слоев, либо по данным их датирования. При этом, широкие диапазоны распределения датировок могут быть связаны с разными причинами.

Особенности хозяйственной деятельности первобытных обитателей на участках стоянок отчетливо проявляются в пространственной разнородности культурных слоев. Значительные скопления крупных костей животных, бивней, кремня и костного угля в различных частях стоянок часто чередуются с зонами распростране-

ния только единичных находок. Такие участки концентрации находок (скоплений) часто залегают в пологих (блюдцеобразных, искусственных углублениях) небольшой глубины в центральной части. Очевидно, что возможности большего углубления земляных конструкций на стояночном участке были ограничены существованием здесь довольно мощной толщи многолетней мерзлоты в период функционирования поселений.

Памятники бассейна реки Десны.

Одна из наиболее ранних стоянок Хотылево 2 расположена на водораздельном склоне долины Десны, на мысу, ограниченном береговым уступом реки и крупной балкой. Культурный слой памятника представлен остатками костно-земляных конструкций. Он распространен на значительной площади и отличается сложной, неоднородной структурой. Его мощность и насыщенность культурными находками (костным углем, костями и кремнем) не выдержаны по простиранию. Характер слоя существенно меняется по простиранию. Имеющиеся радиоуглеродные датировки, полученные с разных участков стоянки, составляют относительно небольшой хронологический диапазон от 21 до 24 тыс. лет назад.

Перекрывающая культурный слой лессовая толща имеет мощность от 3 до 5 метров и более. Поздневалдайские лессовые породы, разбиты системой крупных полигонально-жильных структур, верхние борта которых замыкаются на основание горизонта B_t современной почвы. Мощность мерзлотных клиньев достигает 3,5 – 4,0 м и их основание разрывает погребенный культурный слой с вертикальными смещениями вмещающих отложений по бортам. Заполнение криогенных структур происходило в финале поздневалдайского лессонакопления.

Другая крупная стоянка Юдиново к настоящему времени изучена на достаточно большой площади по многочисленным раскопам. Стоянка расположена на правобережье р. Судости, правого притока Средней Десны, в 60 км южнее стоянки Елисеевичи. Памятник связан с пологим склоном геоморфологического уровня I надпойменной террасы (Величко и др., 1999). Стояночный участок представляет собой небольшой пологий мыс, ограниченный с востока береговым уступом Судости. Относительные высоты стояночного мыса 8-10 м над урезом реки. Высота берегового уступа около 4-5 м. Поверхность участка постепенно повышается до 12 м и переходит в пологий склон более высокого геоморфологического уровня. Радиоуглеродный возраст культурных слоев памятника – 15-14 тыс. л. и 12 тыс. лет.

Различия литолого-фациальных свойств отдельных слоев и комплексов определялись условиями транспортировки, перераспределения, сортировки и аккумуляции песчаного, алевритового и глинистого материала. Немаловажную роль играли и процессы последующего диагенеза, особенно на уровне залегания культурных слоев. Признаки пространственной изменчивости структуры и свойств отложений, непосредственно сопряженных с культурными слоями были зафиксированы в раскопах разных лет. Их сложная структура и мощность определялись скоплениями крупных костей мамонта, представляющих остатки жилищ, прослоями и линзами зольников с костным углем и обработанным кремнем (Абрамова, 1995; Величко и др., 1999; Хлопачев и др., 2012).

Главные особенности бассейна Десны, определяющие благоприятность обитания здесь палеолитических сообществ, заключаются в морфологических свойствах речных долин и в распространении здесь мезозойских пород, содержащих кремневые конкреции. Структурные особенности речных долин Десны и ее притоков обеспечивали возможности обитания и миграций здесь человека в различные периоды позднего плейстоцена, включая сложный интервал последней ледниковой эпохи. Разновременные эоловые лессовые формации широко распространены в бассейне Десны на разных геоморфологических уровнях и имеют здесь максимальные мощности (до 8-10 м) на водораздельных склонах. Лессовый покров нивелирует зоны переходов от водоразделов к надпойменным террасам. Это ограничивает возможности геоморфологических определений таких поверхностей только по гипсометрическим критериям.

В отличие от бассейна реки Десны, в долинах других рек Восточной Европы распространены отдельные стоянки и местонахождения человека позднего палеолита разного возраста (Дон – комплексы Костенковско – Боршевских стоянок; Ока – Сунгирь, Зарайск, Русаниха, Шатрищи, Карачарово; Кама – Заозерье, Гарчи 1, Талицкого, Ромахино; Печора – Бызовая, Медвежья, Мамонтовая Курья и др.).

Особый характер имело первичное проникновение человека на север (бассейны Камы и Печоры). Многочисленные стоянки и местонахождения, распространенные в этих районах, свидетельствуют об активном освоении человеком этих территорий в эпоху интерстадиала среднего валдая (31–28 тыс. лет н.) и в период последнего оледенения (18–17 тыс. лет н.). Для многих археологических памятников Северо-Востока Русской равнины получены комплексные материалы по времени и условиям обитания человека позднего палеолита в наиболее ранние периоды первичного расселения (Павлов, 2008; Грибченко, 2014). Имеющиеся материалы по представленным палеолитическим памятникам Восточно-Европейской равнины свидетельствуют о широком распространении и высокой степени освоенности центральных районов территории палеолитическим человеком. Они имели свои специфические черты в каждом речном бассейне.

Список литературы:

Абрамова З.А. Верхнепалеолитическое поселение Юдиново. Вып. 1 // СПб. 1995.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И., Новенко Е.Ю. Геохронология палеолита Восточно-Европейской равнины // Ландшафтно-климатические изменения, животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1999, С. 19-50.

Грибченко Ю.Н. Природные условия первичного расселения человека на северо-востоке Восточно-Европейской равнины // Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды. Атлас-монография. М., ГЕОС. 2014. С. 99-128.

Павлов П.Ю. Верхний и средний палеолит северо-восточной части Восточно-Европейской равнины // Первоначальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды. Атлас-монография. М., ГЕОС. 2014. С.128-140.

Хлопачев Г.А., Грибченко Ю.Н. Возраст и этапы заселения Юдиновского верхнепалеолитического поселения // Краткие сообщения института археологии, вып.227. М., Языки славянской культуры. 2012. С.135-146.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОКРОВНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ГЕНЕРАЦИЮ УГЛЕВОДОРОДОВ И ОБРАЗОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ БЕЛАРУСИ

В.Н. Губин
Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, vngubin@mail.ru

THE IMPACT OF COVERING CONTINENTAL GLACIATIONS ON THE GENERATION OF HYDROCARBONS AND THE FORMING OF OIL DEPOSITS IN THE SEDIMENTARY BASINS IN BELARUS

V.N. Gubin, Belarusian State University, Minsk, Belarus

Проблема формирования ресурсов углеводородов в осадочных бассейнах древних платформ под воздействием плейстоценовых оледенений довольно сложна и требует синтеза комплекса гляциотектоническихфакторов, определявших генерацию, особенности образования и переформирование нефтяных залежей. Под влиянием ледниковых нагрузок резко увеличивалось геостатическое давление в осадочной толще, что приводило к отжатию флюидов из горных пород и перемещение пластовых вод и углеводородов в направлении движения ледяных масс. На стадии деградации оледенений и снятия ледниковой нагрузки заметно активизировались гляциоизостатические движения, оказавшие также влияние на формирование зон накопления углеводородов (Былинский, 1990). При этом пополнялись существующие нефтегазоносные зоны и возникали новые залежи нефти, особенно по периферии, или дистальной области ледниковых щитов. Ширина зон влияния ледников на процессы миграции и аккумуляции углеводородов возможно достигала от нескольких десятков до первых сотен километров. С гляциотектонических позиций наиболее перспективными в нефтеносном отношении являются участки осадочных бассейнов, покрывавшиеся несколькими оледенениями.

В плейстоцене территория запада Восточно-Европейской платформы в пределах Беларуси пятикратно охватывалась оледенениями, приходившими со стороны Фенноскандии. При этом днепровский ледник полностью перекрыл рассматриваемый регион, наревский, березинский и сожский его большую часть и лишь поозерское оледенение занимало север Беларуси. Геодинамические процессы, вызванные развитием ледниковых покровов, привели к заметному увеличению абсолютных высот рельефа земной поверхности и усилению контрастов геоморфологических форм. Оледенения способствовали активизации тектонических структур в Припятском, Оршанском и Брестском осадочных бассейнах,а также влияли на процессы миграции и аккумуляции углеводородов. Припятскийпрогиб является нефтеносным. Здесь открыто 77 промышленных месторождений нефти. Перспективы нефтегазоносности Оршанской и Брестской впадин к настоящему времени слабо изучены геофизическими и буровыми работами (Конищев, 2012; Познякевич и др., 1997).

При проведении гляциотектонических реконструкцийв пределах осадочных бассейнов Беларуси и установлении закономерностей формирования нефтяных залежей под воздействием покровных оледенений важную роль играют космогеологические методы (Губин, 2013). На космических снимках (КС) гляциодислокации в отложениях квартера дешифрируются по дугообразной форме в плане и приуроченности к системам ледниковых ложбин. Дуговидные цепи напорных конечных морен образуют языковые комплексы шириной внешних дуг около 15—30 км. В свою очередь сближенные гляциотектонические формы группируются в более массивные краевые пояса, уверенно различаемые на КС. Анализ КС совместно с материалами геологосъемочных работ позволяет выявить пространственные закономерности в распределении прежде всего последнего поозерского ледника, проникавшего на территорию северо-востока Оршанской впадины.

В Припятском прогибе по данным структурного дешифрирования КС, в том числе с учетом гляциотектонических критериев, устанавливаются системы разломов, блоковые, блоково-пликативные и пликативные структуры в нефтеносных комплексах верхнедевонских отложений, контролирующие как известные зоны промышленного нефтегазонакопления, месторождения нефти, так и перспективные на залежи углеводородов участки. Существенное влияние на переформирование залежей углеводородов в осадочном бассейне оказывали древнематериковыеоледенения.Максимальная мощность днепровского ледника здесь достигала 1 – 1,5 км (Левков, 1980), что создавало значительную нагрузку на продуктивные в нефтеносном отношении толщи девонских отложений. После деградации ледникового покрова территория Припятского прогибаинтенсивно воздымалась, оказывая тем самым воздействие на зоны накопления углеводородов. Нагрузка ледяных масс обусловила активизацию тектонических движений и разломов, изменению гидродинамического режима, что способствовало заключительному переформированию нефтяных залежей. Гляциотектонические процессы оказали влияние на генерацию углеводородов и образование залежей нефти в подсолевом, межсолевом и верхнесоленосном нефтеносных комплексах верхнедевонских отложений, прежде всего в Северном нефтегазоносном районе, охватывающим Северную зону ступеней Припятского прогиба.

В Припятском осадочном бассейне заметное погружение покровных образований и давление на низлежащие породы платформенного чехла, включая нефтепродуктивные горизонты верхнего девона, происходило также во время наиболее ранних наревского и березинского оледенений. Дистальная область наревского ледника тяготеет к северо-западному сегменту Речицко-Вишанской зоны нефтегазонакопления, которая включает наибольшее количество промышленных месторождений и содержит основные разведанные запасы нефти в Припятском прогибе. Нефтяные залежи в этой зоне приурочены к северному приподнятому и южному опущенному крыльям ступенеобразующегоРечицко-Вишанского разлома. Ловушки углеводородов в их пределах контролируются преимущественно блоковыми структурами в подсолевом нефтеносном комплексе, антиклиналями, примыкающими к разломам, а также блоками в межсолевом комплексеверхнедевонских отложений. По пери-

ферии наревского ледника располагаются Восточно-Дроздовское, Борисовское и Вишанское месторождения нефти.

В связи с оценкой нефтеносности Внутреннего грабена Припятскогопрогиба следует обратить внимание на перспективные, с точки зрения нахождения залежей углеводородов, площади, расположенные в дистальной полосе березинского ледникового покрова. Геолого-геофизическими методами здесь установлены Сколодинская и Буйновичско-Наровлянская зоны потенциального нефтегазонакопления. В верхней соленосной девонской толще Сколодинской зоны выделяются Каменское и Мозырскоекриптодиапировые поднятия, в галитовойсубформации и в брекчии кепрока которых могут быть выявлены залежи углеводородов. Для верхнесоленосного комплекса типичны литологически ограниченные залежи в органогенных постройках внутрисолевых прослоев. Буйновичско-Наровлянская зона потенциальногонефтегазонакопления сопряжена с Кустовницким и Наровлянскимкриптодиапировыми поднятиями, в пределах которых в перспективе планируется проведение нефтепоисковых работ. Конфигурация краевой зоны березинского ледникового покрова согласуется с Туровской депрессией Припятского прогиба. В связи со слабой геолого-геофизической изученностью этой территории актуальна проблема оценки перспектив ее нефтеносности на основе комплексирования космогеологических и сейсмических методов.

На северо-востоке Оршанской впадины краевые гляциотектонические комплексы поозерского оледенения в плане образуют крупный дуговидный выступ шириной до 100 км и протяженностью порядка 150—170 км. Его формирование связано с развитием витебской ледниковой лопасти, в центральной части которой располагается ореховский краевой гляциокомплекс шириной в несколько десятков километров и протяженностью 40—50 км, отчетливо выраженный на КС. В рассматриваемом регионе дешифрируемая полоса фронтальных ледниковых комплексов имеет отклонения в пределах 15—25 км от проведенной ранее границы максимального распространения поозерского ледника.

Гляциотектонический фактор возможно влиял на условия формирования залежей углеводородов в пределах Оршанской впадины. Благодаря ледниковым нагрузкам в платформенном чехле могли создаваться структуры, благоприятные для экранирования нефтяных залежей. Основные перспективы нефтеносности рассматриваемого осадочного бассейна могут быть связаны с мощными терригенными толщами рифея и венда, которые являются хорошими коллекторами и образуют практически единую проницаемую часть резервуара. Залежи нефти могут быть в пределах тектонически экранированных ловушек и локальных поднятий, образующих возможные зоны нефтегазонакопления (Познякевич и др., 1997). Однако слабая изученность нижних структурных комплексов платформенного чехла Оршанской впадины единичными сейсмическими профилями и отдельными скважинами не позволяет в настоящее время оценить перспективы ее нефтегазоносности.

Периферическая полоса поозерского оледенения, включая Ореховский краевой ледниковый комплекс, тяготеет к Витебской мульде, наиболее погруженной северо-восточной части Оршанской впадины. Она представляет собой изометричную структуру субмеридионального простирания длиной ее около 100 км и шириной 70—80. Максимальная величина погружения кристаллического фундамента в осевой части мульды достигает –1672 м (скв. Рудня). В центральной части Витебской мульды располагается Богушевское локальное поднятие субмеридионального простирания, которое может служить зоной нефтегазонакопления. В его своде пробурена скв. 2 Лиозно, вскрывшая поверхность фундамента на отметке –1470 м (Конищев, 2012).

Формирование зон накопления углеводородов в Витебской мульде Оршанской впадины могут быть связаны с гляциоизостатическим воздыманием территории в дистальной зоне поозерского ледника. Дешифровочными критериями рассматриваемых гляциодеформаций на КС служат разрывы рек на потоки, текущие в противоположных направлениях, изменения в ориентировке водотоков, подпруживание рек и образование озер. Инверсия речного стока отчетливо диагностируется на КС в пределах внешнего края витебской ледниковой лопасти. Здесь многие реки, принадлежащие бассейнам Днепра и Западной Двины, имеют уплощенные водоразделы с относительными превышениями рельефа около 10—20 м, а сама водораздельная линия близка к границе последнего ледника.

Рассматриваемые вопросы формирования залежей углеводородов в осадочных бассейнах Беларуси под воздействием плейстоценовых ледниковых покровов нуждаются в дальнейшей всесторонней разработке. Проявления гляциотектоники следует учитывать при выделении перспективных площадей нефтегазонакопления во Внутреннем грабене Припятского прогиба и в наиболее погруженной северо-восточной части Оршанской впадины на основе комплексного анализа результатов структурного дешифрирования КС и геолого-геофизических данных.

Список литературы:

Былинский Е. Н.Валообразные гляциоизостатические поднятия литосферы и их возможное воздействие на расположение залежей нефти и газа на севере Европы // Геоморфология. – 1990. – № 4. – С. 3-13.

Губин В.Н.Космическое зондирование нефтеносных структур в Припятской нефтегазоносной области//Земля Беларуси. – 2013. – № 1. – С. 40-44.

Конищев В.С. Критерии и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Беларуси. Минск: Экономпресс, 2012. – 163с.

Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. – 260 с.

Познякевич З.Л., Айзберг Р.Е., Синичка А.М. Оршанская впадина. Региональная оценка перспектив нефтегазоносности // Геология и нефтегазоность запада Восточно-Европейскойплатформы. Минск: Беларускаянавука, 1997. – С. 368-374.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕЛАЗСКОГО ЯРУСА ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Г.А. Данукалова
Институт геологии УНЦ РАН, Казанский федеральный университет, Уфа, Россия, danukalova@ufaras.ru

CHARACTERISTIC OF THE GELASIUM STAGE OF THE SOUTHERN FORE-URALS

G. Danukalova, Institute of Geology USC RAS, Kazan Federal University, Ufa, Russia

К гелазскому ярусу на территории Южного Предуралья отнесены зилим-васильевский, аккулаевский и воеводский горизонты.

Зилим-васильевский горизонт. Отложения в качестве горизонта впервые выделены, описаны В.Л. Яхимович в 1965 г. (Яхимович и др., 1965; Яхимович, 1982). Название дано по д. Васильевка и р. Зилим, Кармаскалинский район Республики Башкортостан. В нижней части горизонта встречается слой черной углистой глины с гравием и галькой в основании. Выше залегают голубовато-серые, зеленовато-серые, коричневые глины, плотные, вязкие или алевритистые с прослойками песка. Мощность горизонта – от 4 до 41 м. В это время началось подтопление гидросети в связи с приближением второй максимальной фазы акчагыльской ингрессии. Флора была собственно акчагыльская таежного типа, близкая по составу к современной. На севере господствовали таежные елово-пихтовые леса, на юге – еловые с тсугами и соснами. В начале этого времени отмечается потепление с появлением сосновых и листопадных лесов и богатым травянистым покровом. По остракодам снизу вверх прослежено осолонение с появлением эвригалинных, а затем типичных акчагыльских солоноватоводных форм. Комплекс моллюсков – пресноводный с несколькими солоноватоводными видами гастропод. Зилим-васильевский горизонт соответствует нижней части ортозоны *r*-Матуяма; в его верхней половине выделена субхрон *n*-«Василь», а на границе с аккулаевским горизонтом – микрохрон «Зилим» (Сулейманова, Яхимович, 2003). Горизонт сопоставлен с нижней частью гелазского яруса общей стратиграфической шкалы.

Стратотипическим разрезом является разрез скважины 6 (инт. 25,3-52,7 м), д. Васильевка, в 6 км юго-западнее районного села Архангельское и в 9 км северо-восточнее д. Красный Зилим (Архангельский р-н РБ), абс. отм. 127 м. (Яхимович и др., 1965).

Опорные разрезы. Бассейн Палео-Сакмары: скв. 375; бассейн Палео-Белой: Кумурлы, скв. 4; Липовка, скв. 5; Каран-Киишки, скв. 10; Карламан, скв. 9; Муравей, скв. 22; Ишпарсово, скв. 1; Александровка, скв. 2; Нагаево, скв. 8; Шарыповский, скв. 33; Зинино, скв. 6; Базилевка, скв. 105, 102; Средний Изяк, скв. 22; Успенская, скв. 23; Иглино, скв. 82; Балтика, скв. 30; Караганка, скв. 448; Пятилетка, скв. 35; Чуваш-Кубово, скв. 40; Сарт-Лобово, скв.25; Урман, скв. 53; Ново-кулево, скв. 12; Старо-Исаево, скв. 8; Нижний Чандар, скв. 2; Ново-Бедеево, скв. 4; Нурлино, скв. 2; Шелканово, скв. 1; д.Сычево, скв. 4; Старо-Султангулово, скв. 36.

Аккулаевский горизонт. Отложения в карьере у д. Аккулаево впервые описаны А.А. Балакиной и И.П. Николаевым в 1938 г., Н.В. Селезневым в 1940 г., позднее В.Л. Яхимович в 1962 г. и Н.Н. Яхимович в 1964 г. (Немкова и др., 1972). Название предложено В.Л. Яхимович по д. Аккулаево (Давлекановский район Республики Башкортостан). Горизонт отвечает максимуму акчагыльской ингрессии. Выделены верхний и нижний подгоризонты. Верхний подгоризонт сложен дельтовыми песками с линзами глин и галечников (4-4,5 м), в которых встречаются морские и пресноводные (левантинского типа) моллюски, остатки млекопитающих хапровского комплекса и древесина. Нижний подгоризонт сложен песками и глинами мощностью 20-25 м и объединяется в морскую часть. В середине разреза местами наблюдаются следы размыва. Для нижнего подгоризонта характерны раковины солоноватоводных и морских моллюсков и наивысший для акчагыла расцвет морских и солоноватоводных остракод (Яхимович и др., 1992; Данукалова, 1996). Флора современного типа с небольшой примесью тсуги, с преобладанием ныне живущих видов. Растительность этого времени отражает несколько фаз похолоданий и потеплений; наиболее теплой была последняя, отвечающая времени формирования верхней дельтовой части свиты, когда были распространены березово-широколиственные леса и разнотравные степи. По палеомагнитным данным горизонт соответствует нижней части ортозоны *r*-Матуяма; с ним коррелируется субхрон *n*-Реюньон, в верхней части горизонта выделен микрохрон «Якимки» (Сулейманова, Яхимович, 2003). Сопоставлен с средней частью гелазского яруса общей стратиграфической шкалы.

Стратотип. Отложения описаны в карьере, расположенном в окрестностях деревень Новоаккулаево и Староаккулаево, разрез 4: сл. 3 (верхняя подсвита), мощн. 3,5 м; сл. 4-5 (нижняя подсвита), мощн. от 4,2 м (север) до 8,8 м (юг) (Немкова и др., 1972).

Гипостратотипы: Разрез Кармаскалы «в овраге», сл. 7-12, мощн. 7 м (Яхимович и др., 2000). Разрез Иленька I, сл. 21-22, видимая мощн. 3 м (Danukalova et al., 2002; Данукалова и др., 2001). Разрез Новосултанбеково I, слои 4-10, мощность 11,6 м (Danukalova et al., 2002). Опорные разрезы: Аккулаево, Кармаскалы, Старо-Султангулово, Симбугино, Султанаево, Юлушево, Иленька I, II, III, Чуй-Атасево I, Воеводское.

Воеводский горизонт. Отложения впервые описаны А.В. Сидневым в 1972 г., позднее – И.Н. Семеновым, В.Л. Яхимович, Е.И. Беззубовой в 1975 г., ими же выделен и описан самостоятельный «горизонт» верхнего акчагыла (Фауна…, 1980). Название дано по д. Воеводское (ныне Демский район г. Уфа, Республика Башкортостан). Ложится на размытую поверхность аккулаевского горизонта и подразделен на два подгоризонта. Нижний подгоризонт представлен аллювиальными галечниками и песками. Они сильно вторично ожелезнены. Вмывание гидроокислов железа произошло после погребения этого аллювия во время существования над ним верхневоеводского лимана. Мощность – 2,5 м. Верхний подгоризонт представляет собой осадки

солоноватоводного (морского) лимана, в которых различают: а) трансгрессивную пачку – галечник, ракушняк и мергелистый алеврит с раковинами *Cerastoderma, Aktschagylia* и *Dreissena*, фораминиферами и остракодами (Данукалова, 1996); б) регрессивную пачку — осадки высыхающего лимана. Мощность – 2,8-10 м. Флора воеводского времени современная, растительность лесостепного типа, вверх переходящая в таежную, встречаются отдельные виды, филогенетически близкие современным, и виды, ныне имеющие более южные ареалы (*Fraxinus, Elaeagnus*). Растительность менялась от злако-разнотравных степей и лесостепей, через березово-сосновые островные леса к еловой тайге. В палеомагнитном отношении с этим горизонтом совпадает знакопеременная магнитозона, названная *rn*-Ильчембет, субхрон «Олдувей» зафиксирован в верхней части воеводского горизонта на границе с эоплейстоценом (Яхимович, Сулейманова, 1981; Сулейманова, Яхимович, 2003). Сопоставлен с верхней частью гелазского яруса общей стратиграфической шкалы.

Стратотип: карьер у северной окраины д. Воеводское: расчистка 2, сл. 5-14, мощн. 5,1 м. (Фауна…, 1980). Карьер расположен на левом высоком склоне р. Камышовка (левый приток старицы р.Белая) севернее д. Воеводское (ныне часть микрорайона Балановo) (Демский район г.Уфы, РБ), абс. отметка 150 м.

Гипостратотипы. Разрез Кармаскалы, карьер, сл. 3-6, мощн. 6,31 м (Яхимович и др., 2000). Разрез Иленька I, сл. 1-20, видимая мощн. 15,6 м (Danukalova et al., 2002; Данукалова и др., 2001). Опорные разрезы. Аккулаево, Кармаскалы, Старо-Султангулово, Симбугино,: Султанаево, Иленька II, Новосултанбеково I.

Список литературы:

Данукалова Г.А. Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла. – М.: Наука, 1996. – 132 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 265).

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Попова-Львова М.Г., Алимбекова Л.И. Опорный стратиграфический разрез плиоцена и квартера «Иленька» (Южное Предуралье) // Геологический сборник № 2. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: Гилем, 2001. – С. 95-110.

Немкова В.К., Попов Г.И., Попова-Львова М.Г., Сухов В.П., Яхимович В.Л. Фауна и флора Аккулаево (опорный разрез среднего акчагыла – среднего апшерона Башкирии). – Уфа: изд-во БФАН СССР, 1972. – 144 с.

Сулейманова Ф.И., Яхимович В.Л. Шкала инверсий и развитие геомагнитного поля в кайнозое. – Уфа: Гилем, 2003. – 228 с.

Фауна и флора Воеводского (стратиграфия и палеонтология) / отв. ред. М.А.Камалетдинов, В.Л.Яхимович. – Уфа: изд-во БФАН СССР, 1980. – 91 с.

Яхимович В.Л. Зилим-васильевский горизонт // Стратиграфический словарь СССР. – Л.: Недра, 1982. – С. 162.

Яхимович В.Л., Данукалова Г.А., Попова-Львова М.Г., Алимбекова Л.И., Яковлев А.Г. Опорные стратиграфические разрезы верхнего плиоцена и плейстоцена в Башкирском Предуралье. – Уфа: Гилем, 2000. – 76 с.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И., Попова-Львова М.Г. Плиоцен Башкирского Предуралья (кинельская свита). – М.: Недра, 1965. – 316 с. (Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. 2. Ч. 2).

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Латыпова Э.К. и др. Фауна и флора кайнозоя Предуралья и некоторые аспекты магнитостратиграфии. – Уфа: БНЦ УО РАН, 1992. – 132 с.

Яхимович В.Л., Сулейманова Ф.И. Магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена внеледниковой зоны Предуралья // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. – М.: Наука, 1981. – С. 59-69.

Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N., Danukalov K.N., Agadjanian A.K., Van Kolfschoten Th., Morozova E.M., Eremeev A.A. Excursion Guide of the INQUA SEQS – 2002 conference, 30 June – 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS – 2002 conference "The Upper Pliocene – Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of eastern and western parts of Europe"). – Ufa: Dauria, 2002. – 139 pp.

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА О. ИТУРУП В ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ТЕФРОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ)

А.В. Дегтерев[1], А.В. Рыбин[1], Х.А. Арсланов[2], И.Г. Коротеев[1], В.Б. Гурьянов[1], Д.Н. Козлов[1], М.В. Чибисова[1], Ф.А. Романюк[1]

[1]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, d_a88@mail.ru

[2]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

EXPLOSIVE ERUPTION OF ITURUP ISLAND IN HOLOCENE (ACCORDING TEFROSTRATIGRAFIC RESEARCH AND C ^{14} DATE)

A.V. Degterev, A.V. Rybin, I.G. Koroteev, V.B. Guryanov, D.N. Kozlov, M.V. Chibisova, F.A. Romanyuk, Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk;

H.A. Arslanov, St. Petersburg State University, St. Petersburg

Создание глобальной летописи вулканических извержений является приоритетной задачей современной вулканологии. Ее решение подразумевает проведение комплекса детальных палеовулканологических (в т.ч. тефрохронологических, геохимических, геоморфологических и пр.) исследований, направленных на реконструкцию активности каждого отдельного вулканического центра за максимально продолжительный период времени. Исследования в данном направлении позволяют, через изучение истории развития отдельных вулканических построек, приблизиться к пониманию закономерностей пространственно-временной эволюции вулканизма региона. Кроме того, эти данные составляют основу для долгосрочного прогноза активности и оценки вулканической опасности территории.

Итуруп – крупнейший (3200 км^2) остров Курильской дуги – входит в состав южного звена островодужной системы. На острове расположено 9 действующих вулканов (Кудрявый, Меньший Брат, Богдан Хмельницкий, Чирип, Баранского, Иван Грозный, Стокап, Атсонупури, Берутарубе). В историческое время наиболеее активен был вулкан Иван Грозный, последнее извержение которого происходило в 2012-2013 гг. Кроме того, на острове обнаружено большое количество крупных эксплозивных форм, предположительно, верхнеплейстоценового возраста (кальдеры Медвежья, Цирк, Урбич). Многообразие вулканических форм рельефа свидетельствует о сложной и длительной истории эруптивной активности района. Наличие крупных кальдер указывают на значительную силу эксплозивных извержений, многие из которых происходили относительно недавно (тысячи лет назад). Однако, несмотря на высокую интенсивность выноса вещества и значительная силу извержений, молодой (плейстоцен-голоценовый) вулканизма острова практически не изучен.

В 2013-2014 гг. авторами были проведены комплексные палеовулканологические исследования с целью реконструкции эксплозивной активности вулканов о. Итуруп в голоцене, первые результаты которых представлены в данной работе.

Основным районом работ была центральная часть о. Итуруп, включая г. Курильск и его окрестности. Работы включали детальные тефростратиграфические исследования: изучались разрезы почвенно-пирокластического чехла, осуществлялось их описание и опробование. Всего было изучено более 20 частных разрезов.

Радиоуглеродное датирование выполнено на факультете географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета. Для пересчета радиоуглеродных дат в календарные применялась калибровочная программа «CalPal» (Weninger, Joris, 2014).

В качестве материала для радиоуглеродного анализа использовались отложения погребенных почв, торфа и древесных углей. При этом за возраст датируемого вулканического события принималась самая древняя радиоуглеродная дата из перекрывающего горизонта почвы/торфа и самая молодая – из подстилающего. При наличии датировок из перекрывающего и подстилающего горизонтов, за возраст датируемого события принималась средняя величина.

В результате проведенных исследований было установлено, что в голоценовом почвенно-пирокластическом чехле центральной части о. Итуруп фиксируются следы, как минимум, пяти эксплозивных извержений. При этом три из них, судя по мощности и выраженности прослоев тефры в разрезах, были достаточно сильными. Их продукты представлены, преимущественно, тонким пеплом, изредка содержат примесь более крупного материала – грубого пепла и мелких лапилли. Наличие тонкого, рассеяного в погребенных почвах, пирокластического материала, не образующего отдельных, выдержанных по простиранию слоев свидетельствует о том, что помимо извержений, упомянутых выше, на острове регулярно происходили вулканические события меньшей силы. Основными источниками пепловых прослоев были, судя по всему, вулканы хребта Грозного – Иван Грозный и Баранского – они расположены достаточно близко к исследуемому району и, кроме того, характеризуются относительно высоким уровнем современной активности. Наиболее молодые из прослоев, видимо, отвечают формированию экструзивных куполов на вулкане Иван Грозный – образование подобных экструзий практически всегда сопровождается сильными эксплозиями, кроме того, их геоморфологический облик явно указывает на голоценовый возраст.

Нижняя часть почвенно-пирокластического чехла, имеющая верхнеплейстоценовый возраст, представлена тонким вулканическим пеплом, в котором обнаружены мелкие фрагменты древесных углей. Судя по гранулометрическому составу, сортировке, мощности и стратиграфическому положению, этот прослой, предположительно, отвечает катастрофическим эксплозивным извержениям Львиной Пасти в южной части о. Итуруп, которые происходили ~13000 и ~12300 л.н., соответственно (Дегтерев и др., 2014). Это делает его своеобразным репером, маркирующим границу верхнего плейстоцена и голоцена на острове.

Авторы признательны А.Н. Кораблеву за помощь в проведении полевых работ на о. Итуруп и К.А. Манайчеву за помощь в организации работ по радиоуглеродном датированию. Исследования поддержаны грантом Правительства Сахалинской области для молодых ученых в 2014 г.

Список литературы:

Дегтерев А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А., Коротеев И.Г., Чибисова М.В., Романюк Ф.А. Кальдерообразующее извержение Львиной Пасти (о. Итуруп, Курильские острова): стратиграфия и возраст // Материалы VII Сибирской научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле, г. Новосибирск, 17-21 ноября 2014 г. Новосбириск: ИГиМ СО РАН им. В.С. Соболева, 2014. С. 14-15.

Weninger, B., Joris, O., Glacial radiocarbon age calibration: the CalPalprogram. In: Higham, Th., Bronk Ramsey, C., Owen, Cl. (Eds.), Radiocarbon and Archaeology. Proceedings of the 4th Symposium, Oxford 2002. OxfordUniversity School of Archaeology Monograph 62, 2004. pp. 9-15.

ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Д.Б. Денисов[1], С.Б. Николаева[2]

[1]*Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, Россия,* denisow@inep.ksc.ru

[2]*Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, Россия,* nikolaeva@geoksc.apatity.ru

DIATOM COMPLEXES OF THE SMALL LAKES SEDIMENTS OF THE KOLA PENNINSULA

D.B. Denisov, Institute of the North industrial ecological problems of the Kola Science Center, RAS, Apatity, Russia;
S.B. Nikolaeva, Geological Institute of the Kola Science Center, RAS, Apatity, Russia,

Динамика окружающей среды и климата в голоцене остается ключевым объектом палеоэкологических исследований. Знания особенностей естественной изменчивости водных экосистем под воздействием климатических и геологических факторов позволяют адекватно оценить современные трансформации качества пресных вод при участии антропогенного фактора. При этом наибольшую ценность имеет палеоэкологическая информация, полученная из донных отложений малых озер, являющихся наиболее чувствительными объектами к различным внешним воздействиям.

Исследованы диатомовые комплексы донных отложений малого субарктического водоема Кольского полуострова (67°32'01.29" 31°45'10.09"), мощность колонки, отобранной с глубины 3.2 м составила 2.1 м, что охватывает всю историю формирования отложений в голоцене. Диатомовый анализ донных отложений был проведен по стандартной общепринятой методике (Давыдова, 1985; Денисов, 2007), с изменениями, принятыми в ИППЭС КНЦ РАН (Косова и др., 2011). Все обнаруженные в препаратах створки водорослей определялись, по возможности, до внутривидовых таксономических категорий. Выполнен литостратиграфический анализ и радиоуглеродное датирование отложений. Всего получено 3 радиоуглеродные датировки, фиксирующие начало накопления гиттии (для глубины 498-486 см) и время образования брекчиевого горизонта (для глубин 440-430 и 405-395см). С учетом этих дат и результатов диатомового анализа в разрезе выделено 6 локальных диатомовых зон, соответствующих определенным периодам в развитии водоема в голоцене (рис.). Всего в отложениях было обнаружено 207 таксонов диатомей рангом ниже рода.

Зона I (гл. 500-480 см) относится к бореальному периоду и характеризуется низким общим обилием и предельно малым таксономическим разнообразием. Вероятно, это начальный этап формирования водоема и заселения его водорослями. Озеро было мелководным, о чем говорит отсутствие планктонных форм диатомей. В этот период активно развивались бентосные виды и обрастатели – *Brachysira zellensis* (Grun.) Round et Mann; *Planothidium minutissimum* (Krasske) E.A.Morales; *P. lanceolatum* (Bréb. ex Kütz.) Lange-Bertalot; *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams & Round; *S. pinnata var. intercedens* (Grun.) P.B. Hamilton; *S. construens* Ehrb.

Зона II (гл. 480-430 см) сформировалась в первой половине атлантического периода, когда началось активное накопление органики в озере и формировались более богатые в видовом отношении диатомовые комплексы; по сравнению с предыдущим периодом, произошло увеличение общего обилия диатомей на три порядка. Доминирующими по численности были донные формы, развивающиеся в условиях пониженных значений pH: различные виды рода *Brachysira,* и *Frustulia saxonica* Rabenh. В отложениях также появились планктонные формы: *Cyclotella antiqua* W.Smith, *C. bodanica* Eulenstein, *C. radiosa* (Grun.) Lemm., в то время как основную массу составляли донные виды, обрастатели и планктонно-бентосные формы. В этот период озеро представляло собой мелководный олиготрофный таежный водоем, с pH < 7.0, с низкой минерализацией; берега могли быть частично заболочены. В составе палеосообществ присутствуют теплолюбивые виды: *Staurosira venter* (Ehrb.) H.Kobayasi, *Planothidium lanceolatum.* В течение этого периода происходило постепенное закисление озера, о чем свидетельствует увеличение доли ацидофильных форм. Вероятно, расширялась площадь заболоченных территорий на водосборе.

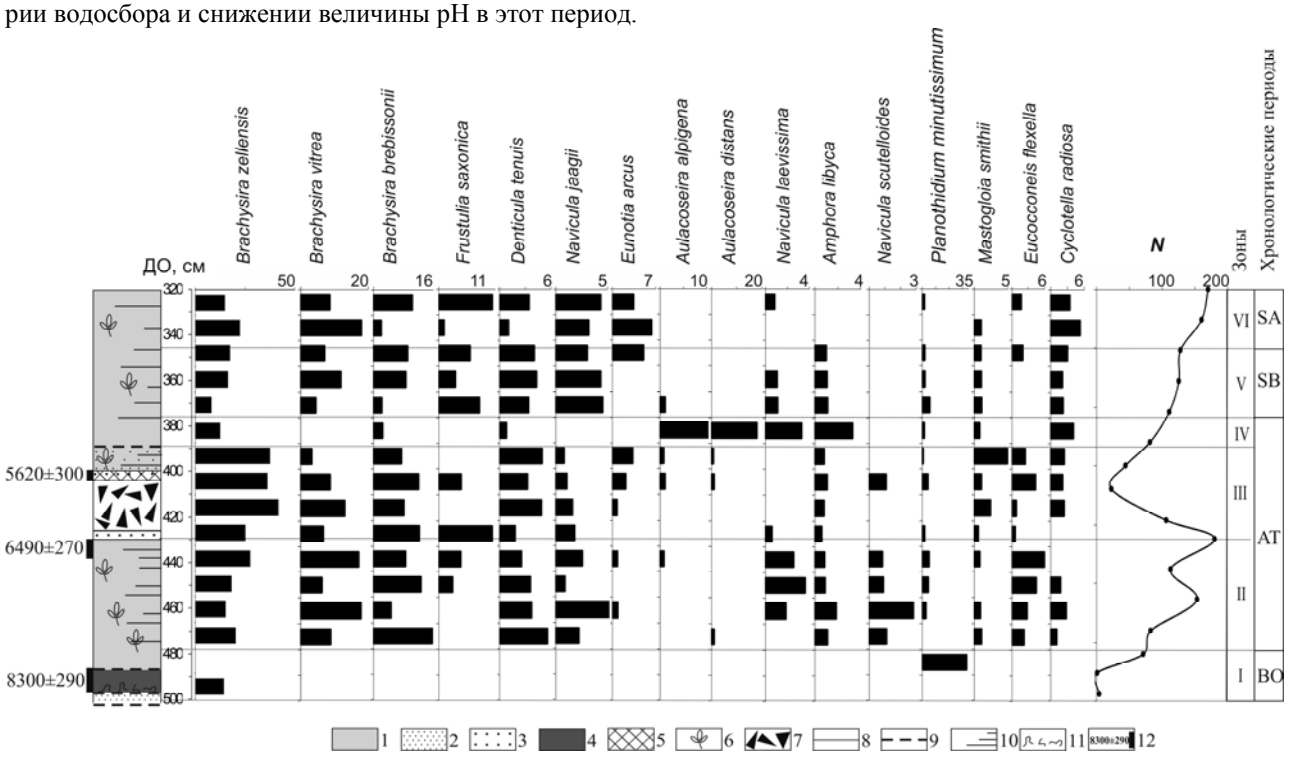
Зона III (гл. 430-395 см) включает нарушенный слой (брекчиевый горизонт), который характеризуется выраженным минимумом общего обилия диатомей. В этот период в экосистеме водоема произошли существенные изменения, связанные, в первую очередь, с трансформацией условий седиментогенеза и сказавшиеся на батиметрических характеристиках озера. Не исключено, что резкое изменение литоральных местообитаний и субстратного компонента в результате воздействия тектонических факторов стало одной из основных причин сокращения численности диатомей. Окончание этого периода отражает появление новых условий развития диатомей, когда началось постепенное увеличение их общего обилия. В этот период господствовали обрастатели, в частности *Brachysira zellensis* – типичный обитатель низко минерализованных вод умеренных и холодных регионов Северного полушария. Формирование прослойки торфа в конце этой зоны позволяет предположить, что водоросли могли обильно развиваться, используя высшую водную растительность в качестве субстрата. Таким образом, уровень воды в озеро в этот период существенно снизился, на фоне зарастания и заболачивания акватории.

Зона IV (гл. 375-390 см), сформировавшаяся в конце атлантического периода, отражает очередное существенное изменение в озере, когда в составе диатомовых комплексов резко возросла доля планктонных (14.9 %) и планктонно-бентосных (21.8 %) форм: *Aulacoseira alpigena* (Grun.) Kramm. и *A. distans* (Ehrb.) Simons., на фоне сокращения господствующих до этого видов рода *Brachysira*, вплоть до полного исчезновения некоторых видов. Это может служить свидетельством увеличения объемов воды. Вероятно, часть заболоченных участков вновь приобрели озерный облик, о чем также свидетельствует накопление типичных органогенных осадков в этот период. Снижение доли ацидофилов отражает увеличение pH.

Зона V (гл. 375-345 см) отражает развитие водоема в суббореальный период. Резкое похолодание климата способствовало обмелению озера, что привело к значительному уменьшению доли планктонных видов диатомей, доминирующих в конце атлантического периода. В это время вновь обильными становятся донные формы и обрастатели, за счет которых продолжается увеличение общего обилия диатомовых водорослей в осадках.

Наблюдается некоторое увеличение аркто-альпийских форм. В составе комплексов отсутствуют теплолюбивые диатомеи.

Зона VI (гл. 325-345 см) характеризует субатлантический период. Относительное обилие диатомей восстановилось до значений, характерных для первой половины атлантического периода. Доминирующие позиции вновь заняли представители рода Brachysira, и другие диатомеи, развивающиеся в условиях pH < 7.0. Появление представителей рода *Eunotia* в составе диатомовых комплексов свидетельствует о заболачивании территории водосбора и снижении величины pH в этот период.



Литология осадков, диатомовая диаграмма массовых и индикаторных видов (%) и изменение общей численности диатомей в донных отложениях (N, млн. экз./г. сух.в-ва). Условные обозначения: 1 – гиттия; 2 – алеврит; 3 – песок; 4 – гиттия с алевритом; 5 – торф; 6 – остатки растений; 7 – брекчиевый горизонт. Контакты: 8 – резкий; 9 – постепенный. Слоистость: 10 – неясная слоистость; 11 – муаровые текстуры; 12 – радиоуглеродный возраст. Хронологические периоды голоцена: BO – бореальный, AT – атлантический, SB – суббореальный, SA – субатлантический.

Таким образом, за весь исследованный период развития озера, в нем доминировали, преимущественно, донные формы и обрастатели, предпочитающие pH < 7.0, что позволяет характеризовать изучаемый водоем как сравнительно мелководный и гидрологически связанный с заболоченными территориями. Наиболее благоприятным периодом для развития диатомовых водорослей была первая половина атлантического периода (климатический оптимум голоцена). В дальнейшем произошли кардинальные изменения седиментогенеза, с последующим обмелением и зарастанием озера. Произошло резкое ухудшение условий обитания диатомовых водорослей, снижение их обилия и видового богатства. Не исключено, что ключевая роль в этих процессах принадлежит тектоническим факторам. Конец атлантического периода был ознаменован кратковременным увеличением объемов открытой воды и массовым развитием типичных планктонных диатомей. Похолодание суббореального периода вновь привело к обмелению озера и заболачиванию водосборной площади. В субатлантическое время водоем, очевидно, приобрел современный облик, и может быть охарактеризован как мелководный, олиготрофный, холодноводный, с преобладанием донных диатомей и обрастателей, величина pH ≤ 7.0.

Работа выполнена про финансовой поддержке Правительства Мурманской области и РФФИ, грант №14-05-98806 р_север_а.

Список литературы

Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука, 1985. 244 с.

Денисов Д.Б. Изменения гидрохимического состава и диатомовой флоры донных отложений в зоне воздействия горнорудного производства (Кольский полуостров). Водные ресурсы. 2007. Т.34, № 6. С. 719–730.

Косова А.Л., Малышева М.Б., Денисов Д.Б. К методике камеральной обработки проб для диатомового анализа донных отложений // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). В 2 т. / Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН. Апатиты; СПб, 2011. Т. 1. (А–К). С. 294–295.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКЕ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА НАННОФОССИЛИЙ

О.Б. Дмитренко
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, senidol@yandex.ru

PECULIARITIES OF SEDIMENTATION IN THE SW ANLANTIC FROM NANNOFOSSILS DATA

O.B. Dmitrenko, P.Shirshov Institute of Oceanoligy, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

В юго-западной части Атлантики были исследованы четвертичные осадки субтропической зоны, благоприятной для развития кокколитофорид в верхней толще воды. Условия захоронения в осадки скелетных остатков этих организмов в этой части океана не являются удовлетворительными, что связано с рядом причин: активной водной средой, влиянием крупных течений, энергичным водным обменом по всей толще и площади Атлантического океана, а также с нестабильными придонными условиями захоронения. Последние определяются рельефом дна; процессами растворения на глубинах, близких предельному уровню карбонатонакопления; проникновением в район работ антарктических глубинных вод; воздействием оползневых процессов и суспензионных потоков. Холодные придонные воды Антарктического течения (АнДВ), сформированные в море Уэдделла, двигаясь на север через Ангольскую котловину и каналы Вима и Хантер, проникают в бассейн Бразильской котловины, заполняя глубинные ее части. На более высоких уровнях движется сильный противоположный южнонаправленный поток (Североатлантическое глубинное пограничное течение). Режим этих глубоководных течений в значительной степени определяет подводную эрозию, перерывы в осадконакоплении, перераспределение и растворение карбоната кальция.

Полноценным четвертичным разрезом ЮЗ Атлантики является разрез, полученный при бурении скважины DSDP–72–516 (координаты 30°16.59’ ю.ш., 35°17.11’ з.д., глубина 1313 м) на выровненной поверхности возвышенности Рио-Гранде. Четвертичные осадки представлены однородными высококарбонатными илами, содержащими до 25 видов наннофоссилий хорошей сохранности. Переотложенные виды практически отсутствуют. Разрез содержит все биостратиграфические подразделения различных кокколитовых зональных шкал и может быть принят как опорный. По наиболее детальной шкале С. Гартнера сверху вниз выделены все 7 зональных подразделений: Emiliania huxleyi acme; Emiliania huxleyi; Gephyrocapsa oceanica; Pseudoemiliania lacunosa; мелких Gephyrocapsa; Helicosphaera sellii и Calcidiscus macintyrei. Ниже следуют зоны верхнего плиоцена (Gartner, 1977). Нижняя граница плейстоцена оценивается С.Гартнером как 1.65 млн лет, большинством авторов – как 1.8 млн лет (Martini, 1971; Bukry, 1980). Появление видов рода *Gephyrocapsa*, фиксирующих начало плейстоцена, в Южном океане датируется от 1613.40 до 1776.68 тыс лет (Flores, Marino, 2002).

Колонка АИ–32–2436 была поднята в 32 рейсе НИС «Академик Иоффе» (25° 51.6’ ю.ш., 34°01.40’ з.д., глубина 3800 м) со склона крупного контуритового дрифта на вершине гряды трансформного разлома Рио-Гранде (Murdmaa, Borisov, Ivanova et al., 2014). Разрез длиной 710 см представлен переслаиванием известковых кокколитово-фораминиферовых илов и включает плиоцен-четвертичные кокколитовые зоны (сверху вниз): Emiliania huxleyi acme (0–87 см); Emiliania huxleyi (87–451 см); Gephyrocapsa oceanica (скорее всего, размыта и частично переотложена в зону Emiliania huxleyi); Pseudoemiliania lacunosa (451–548 см); зона мелких Gephyrocapsa не выявлена; Helicosphaera sellii, скорее всего, размыта, вид-индекс во вторичном залегании встречен в зоне Emiliania huxleyi. Завершает четвертичный разрез зона Calcidiscus macintyrei (548–595 см) (Gartner, 1977). Ниже 595 см отмечено постоянное присутствие дискоастеров, в частности *Discoaster brouweri* и *D. pentaradiatus.* Перерывы в осадконакоплении составляют не менее 170 тыс. лет в позднем плейстоцене-голоцене и 590 тыс. лет в раннем плейстоцене. Мощность верхнего плейстоцена более 4.5 м, нижнего – 1.45 м.

При сопоставлении мощностей изученного разреза и полного разреза скв. DSDP–72–516, в котором были выделены все четвертичные зоны, заметны следующие различия:

1) резкое преобладание мощности верхнеплейстоцен-голоценовых осадков в кол. АИ–32–2436 (548 см, зоны Emiliania huxleyi acme, Emiliania huxleyi и Pseudoemiliania lacunosa) свидетельствует о дополнительном поступлении и, возможно, оползании осаждающегося материала с вершины возвышенности — накопительные условия. В то же время разрез скв. DSDP–72–516 включает четыре зоны мощностью около 270 см. Малая мощность осадков является следствием размыва осадочного материала и сноса его вниз по склону, фиксируя частично разрушительные условия седиментации;

2) мощность нижнего плейстоцена в разрезе АИ–32–2436 составляет 144 см. Она резко сокращена за счет размыва или неотложения осадков. Гидрологическая активизация происходит, скорее всего, за счет возросшего влияния АнДВ. Эти холодные донные воды в отдельные периоды времени на уровне расположения колонки определяли размыв или неотложение осадков ряда зональных подразделений. Непрерывный разрез скв. DSDP–72–516 мощностью > 600 см, содержит полный набор зон, что указывает на более спокойные условия формирования осадков при пониженной гидрологической активности (вторичные виды очень редки) сравнительно с поздним плейстоценом-голоценом.

Полученные результаты исследования кокколитов в кол. АИ–32–2436 хорошо совпадают с данными изучения фауны фораминифер, по которым осадки нижней части разреза отнесены к верхнему плиоцену. Присутствие индикаторных видов дает основание достаточно уверенно предполагать наличие в средней части разреза (~400–620 см) стратиграфического перерыва или нескольких перерывов, чередующихся с интервалами медлен-

ного осадконакопления в раннем-среднем плейстоцене (0.28–1.8 млн лет назад). Скорее всего, несогласия связаны с усиленными придонными течениями, эродирующими осадки (Borisov, Murdmaa, Ivanova et al., 2013).

Почти в тех же координатах, что и кол. АИ–32–2436, на северном подножье этого же дрифта, но на 105 см ниже, была поднята кол. АСВ–17–1447 длиной 375 см (координаты 26º56'ю.ш., 34º08'з.д., глубина 3905 м). Верхние 159 см достоверно отнесены к зоне Emiliania huxleyi. Горизонт 0–3 см, в котором присутствуют разнообразные кокколиты хорошей сохранности, скорее всего, голоценовый. Начиная с уровня 9–11 см в ассоциациях преобладают виды вторичного залегания. Осадки принадлежат плейстоцену по присутствию единичных растворенных кокколитов этого возраста, однако зоны по ним выделить не удалось. Почти полное отсутствие в разрезе плейстоценовых видов связано с воздействием холодных антарктических вод. При этом скорости поступления аллохтонного карбонатного кокколитового материала, по-видимому, были достаточно высокими. В результате четвертичные виды составляют в комплексе лишь дискретную примесь, в то время как виды вторичного залегания, прекрасно сохранившиеся, но неравномерно и хаотично распределенные по разрезу, присутствуют в больших количествах. Продвигаясь с высокой скоростью по каналу Вима, антарктическая донная вода выносит наннопланктон, вымывая его из бортов канала, являющихся разрезом возвышенности Рио-Гранде.

Таким образом, кол. АСВ-17-1447, расположенная всего на 105 м ниже колонки АИ–32–2436, но ближе к трассе АнДВ, подвергалась более сильному ее влиянию. Наиболее кардинальные изменения в составе наннофлоры происходят между глубинами 3800 и 3905 м, что косвенно указывает на верхний уровень этого холодного течения.

Биогенные карбонатные турбидиты, характерные для пелагических областей, представлены главным образом кокколитовыми илами, смешанно-детритовыми и фораминиферовыми отложениями. Присутствие их прослоев в толще глин, как правило, свидетельствует о переотложении карбонатного материала (Свальнов и др., 2012). Так, в разрезе колонки АСВ–18–1540 (Бразильская котловина, координаты 9º22.4' ю.ш., 24º02.1' з.д., глубина 5500 м, длина 510 см), полученной в 17-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов», верхние 250 см темно-коричневых миопелагических глин кокколитов не содержат, что, возможно, связано с полным их растворением. Нижняя, более осветленная толща (250–510 см) с карбонатностью до 26.49% насыщена наннопланктоном от средних (260–390 см) до больших (410–510 см) общих количеств. Состав кокколитов включает в отдельных образцах до 20 четвертичных и до 24-х переотложенных видов. По наннофоссилиям эту толщу можно отнести к плейстоцену – верхам зоны Pseudoemiliania lacunosa (Martini, 1971). Виды вторичного залегания преобладают в ассоциациях, составляя 50–77.7 % от общего количества кокколитов. Они представлены плиоценовыми, миоценовыми и палеогеновыми формами с резким преобладанием видов верхнего плиоцена. Такой значительный принос вторичного материала, по-видимому, связан с проникающими сюда турбидными потоками, обусловленными вдольбереговыми течениями Южной Америки и взаимодействующими в данном районе с водами Южного пассатного течения. Высокие скорости седиментации и значительная концентрация переотложенного карбонатного материала обусловили сохранность четвертичных видов кокколитов, а быстрое захоронение совместно с более древними, сильнее литифицированными и устойчивыми видами наннопланктона защитило их от растворения на глубине, на 1000 м превышающей уровень карбонатной компенсации в этом районе.

Таким образом, изучение наннофоссилий показало, что даже близко расположенным районам Южной Атлантики свойственно различное осадконакопление, зависящее от изменчивых условий среды. Осадки отличаются набором стратиграфических подразделений, их мощностью и наличием перерывов. Геоморфологическое и батиметрическое положение разрезов определяют резко контрастные условия захоронения кокколитов и формирования осадков. При этом наиболее существенные коррективы вносятся влиянием придонных гидрологических процессов, которым часто свойственна высокая степень интенсивности.

Список литературы:

Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Исаченко С.М., Саранцев Е.С. Четвертичные осадки осевой зоны Бразильской котловины // Литология и полезные ископаемые. – 2007. –№ 2. – С. 133–152.

Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х. Четвертичные осадки под циклоническими круговоротами Атлантики // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2012. –№ 3. – С. 58–74.

Borisov D., Murdmaa I., Ivanova E., Dmitrenko O., Levchenko O., Emelyanov E., Tarakanov R. A countourite drift in the Vema Channel region: paleoceanographic record of the Antarctic bottom water activity since the Pliocene // 11th International Conference on Paleoceanography. Abstract vol. of 11*. Sitges-Barcelona. Session 1: Reading the paleo-record: from proxy development to application. – P–014.

Bukry D. Biostratigraphy and Cenozoic sediments by Calcareous Nannofossils // Micropaleontology, –1978. –V. 24. – № 1. –P. 44–60.

Flores J.-A., Marino M. Pleistocene calcareous nannofossil stratigraphy for ODP Leg 177 (Atlantic sector of the Southern Ocean) // Marine Micropaleontology. № 45. 2002. P. 191-224.

Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Marine Micropaleontology. – 1977. – V. 2. – P. 1–25.

Murdmaa I., Borisov D., Ivanova E., Levchenko O., Dmitrenko O., Emelyanov E. The Ioffe Calcareous Contourite Drift, Western South Atlantic. 2nd Deep-Water Circulation Congr., 10-12 Sept. Ghent, Belgium. –2014, – P. 75-76.

Martini E. Standart Tertiari and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Planktonic Conf. Roma. – 1971. – V. 2. – P. 739–785.

МЁРЗЛЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, КАК СПЕЦИФИЧЕСКИЙ ФАКТОР СОВРЕМЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЛАНДШАФТА (НА ПРИМЕРЕ ОТВАЛОВ НАЗАРОВСКОГО УГОЛЬНОГО КАРЬЕРА, ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ)

Д.С. Дроздов [1,2,3], С.А. Лаухин [1,2,4], Д.В. Спиридонов

[1] *Институт криосферы Земли СО РАН (ИКЗ СО РАН), Тюмень, Россия,* ds_drozdov@mail.ru

[2] *Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе МГРИ-РГГРУ, Москва, Россия*

[3] *Тюменский государственный нефтегазовый университет ТюмГНГУ, Тюмень, Россия*

[4] *Московский государственный строительный университет МГСУ, Москва, Россия,* valvolgina@mail.ru

FROZEN TECHNOGENIC GROUND AS A SPECIFIC FACTOR OF LANDSCAPE TRANFORMING (NAZAROVO COAL PIT DUMP, SOUTH OF THE WESTERN SIBERIA)

D.S.Drozdov, S.A.Laukhin, D.V.Spiridonov, Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; Russian State Geological prospecting University (MGRI-RSGPU), Moscow, Russia; Tyumen State Oil and Gas University, Tyumen, Russia; Moscow State Construction University, Moscow, Russia

Техногенные многолетнемерзлые породы вне криолитозоны распространены крайне ограниченно и приурочены к крупным объектам горнодобывающей промышленности. Формирование техногенной мерзлоты в толще мощных отвалов вскрышных пород создают большие трудности при рекультивации земель, т.к. стабилизация процессов уплотнения отвалов существенно затягивается. Отвалы Назаровского разреза мощностью до нескольких десятков метров представлены смесью пересыпанных верхнеплейстоценовых суглинков и юрских алевролитов (супеси и суглинки по классификации ГОСТ-25100) обычно при существенном преобладании последних (80-100%). Таким образом, это современные суглинистые горные породы, не прошедшие диагенеза, эффективное самоуплотнение которых протекает примерно 20 лет, а дополнительное увлажнение продлевает процес ещё примерно на столько же.

Расположен Назаровский угольный карьер, 56°02’ N, 90°30’ E, существенно южнее границы современной редкоостровной мерзлоты, которая не опускается южнее 60° N. Однако примерно в 10% пробуренных здесь инженерно-геологических скважин вскрыли многолетнемерзлые породы в разных интервалах глубин и в разных возрастных ярусах отсыпки (грунт перемещался по железной дороге или экскаватором). Это при том, на большей части Назаровской впадины, среднегодовые температуры воздуха около 0°С, а температуры пород на глубине нулевых сезонных амплитуд в естественных условиях – +2…+3,5°С. Соответственно, условий для сохранения техногенной мерзлоты в отвалах нет, следует ожидать ее полной деградации, и многолетнемерзлые техногенные породы района представляют интерес в основном с точки зрения их поведения при оттаивании, как фактора снижения прочности, развития термопросадок, разрушения рекультивируемого ландшафта (Drozdov, 2005).

На длительность процесса оттаивания влияют:

– мощность пород, перекрывающих мерзлые отложения – чем она больше, тем более длителен процесс оттаивания;

– состав и влажность техногенно-мёрзлых пород – чем более дисперсны породы и выше их влажность, тем меньше скорость деградации мерзлоты;

– состав и влажность отсыпки, перекрывающей техногенно-мёрзлые породы – чем более разрыхлена и хорошо дренирована отсыпка, тем меньше скорость деградации мерзлоты;

– мощность и температура мерзлых пород – чем больше мощность и ниже температура, тем медленнее идет оттаивание;

– комплекс внешних условий – среднегодовые температуры воздуха, количество осадков в теплое время года, наличие растительного покрова и высота снежного покрова, прямо коррелированных с теплопотоком в землю (Нифонтов и др., 1973, Общее мерзлотоведение, 1979).

Разведочным бурением в отвалах установлено 2 типа мерзлых толщ, разного происхождения и строения. Первый тип характеризуется обычно мощностью 10 м и более; кровля мерзлоты залегает на глубине 4-7 м, иногда 10-12 м; температуры по все мощности мерзлого слоя –0,1…–0,3°С. Криогенная текстура пород массивная, влажность $Wc \approx 0{,}23$ и плотность скелета грунта – 1,6 г/см^3. По внешнему облику, влажности и плотности эти мерзлые породы не отличаются от немерзлых и их формирование происходило в процессе отсыпки отвалов за счет перевалки мерзлой вскрыши в зимне-весенний период, причём иногда отмечается также захоронение сезонной мерзлоты при отсыпке верхнего отвалов на нижний (скв. 62). Серьезных деформаций поверхности при оттаивании мерзлоты этого типа не происходит за исключением незначительных термоосадок, вызываемых снижением механической прочности пород и их уплотнением. Сама по себе такая термоосадка не наносит большого вреда, однако образующиеся понижения могут служить местом скопления атмосферных вод и развития связанных с ними процессов. В связи с относительно глубоким залеганием и значительной мощностью мерзлых пород процесс вытаивания растянут во времени и может активизироваться только в случае привноса тепла подземными водами. Поэтому для компенсации термопросадок зимние отвалы можно заранее отсыпать несколько выше весенне-летне-осенних (Дроздов, Спиридонов, 1988).

Второй тип техногенной мерзлой толщи характеризуется меньшей мощностью (обычно первые метры), небольшой глубиной залегания (также первые метры), высокой льдистостью пород (Wc =0,4) и наличием линз

льда мощностью до 1 м. В связи с небольшой мощностью и глубиной залегания мерзлота активно деградирует, а высокое содержание льда обеспечивает существенные осадки. В результате возникают понижения глубиной от 0,5 до 3-5 м, «термокарстовое» происхождение которых подтверждено бурением скважин в их днище, на борту, близ бровки, где встречены либо мерзлые породы, либо пустоты от вытаявшего льда. Форма просадок в плане самая разнообразная.

Возникновение мерзлоты такого типа связано с засыпкой обширных ям во время зимней планировки поверхности, при которой происходит «погребение» обширных замерзших луж и "озерков" или скоплений снега, о чем свидетельствует наличие льда разной структуры. При этом подстилающие и перекрывающие породы, если они еще не находятся в мерзлом состоянии, также промерзают за счет контакта со льдом. Масштаб промерзания зависит от температуры пород, льда и снега в момент засыпки, литологического состава и влажности пород, мощности насыпаемой толщи.

Наибольшее количество термопросадок отмечено на разровненных экскавационных отвалах, где между терриконами создавались благоприятные условия для скопления воды и снега. Так, поверхность разровненных в начале 80-х годов экскавационных отвалов представляет собой чередование плоских повышений на месте срезанных вершин терриконов (здесь отмечается мерзлота первого типа) с пониженными на 0,5-1,5 м участками – ранее засыпанными понижениями, куда сдвигался грунт с вершин терриконов. В целом опускание поверхности связано здесь с уплотнением сдвинутой вторично переотложенной массы грунта. Наиболее пониженные места – результат термопросадки.

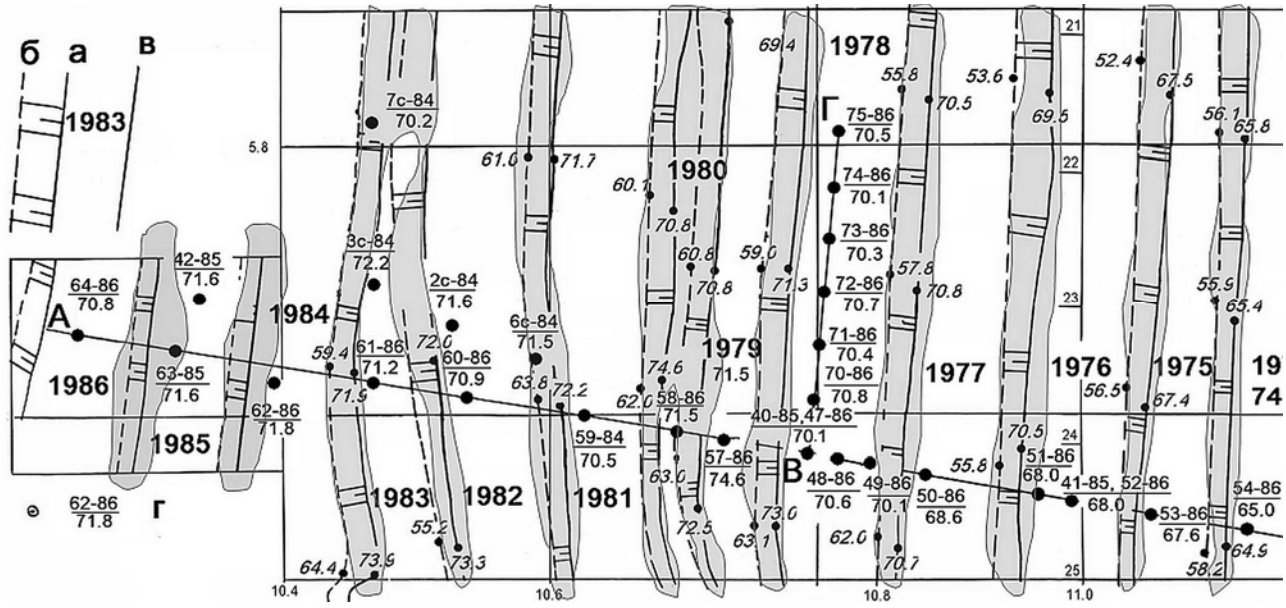


Схема железнодорожных отвалов Назаровского угольного карьера и зоны распространения техногенной мерзлоты в верхнем ярусе отвала (тоном). Уступ отвала по: а – бровке, б – подошве; в – год отсыпки, г – инженерно-геологическая скважина (номер и год бурения, отметка устья), цифры курсивом – АО, м

Наиболее контрастно термопросадки проявились на внутренних железнодорожных отвалах, отсыпанных маломощным слоем поверх ранее спланированных экскавационных отвалов, в которых и происходит вытаивание мерзлоты второго типа с образованием воронок-провалов. Механизм образования воронок-просадок представляется следующим: постепенно происходит оттаивание мерзлых пород, сопровождающееся уменьшением их объема и вытаиванием линз льда. При этом идет миграция влаги из зоны с большей влажностью (там, где находились мерзлые породы) в зоны с меньшей влажностью (частично – за счет гравитационных сил, частично – за счет капиллярных сил), в результате чего под влиянием фильтрационной консолидации объем породы дополнительно уменьшается. Вышележащие породы по мере вытаивания льда и оттаивания мерзлоты опускается, занимая освобождающееся пространство и уплотняя недоуплотненные породы, ранее находившиеся в мерзлом состоянии. На поверхности отвалов формируется понижение в микрорельефе, в котором начинает скапливаться атмосферная влага. Фильтруясь через породы, она ускоряет процесс деградации мерзлоты, и понижение в рельефе ускоряется. По краям понижения над линзой льда (снега) образуются трещины в породе. При полном вытаивании льда и деградации мерзлоты оседание поверхности контролируется скоростью фильтрационной консолидации. Если поступление влаги в воронку больше или равно расходу на фильтрацию – фильтрационная консолидация медленная. При дефиците влаги – воронка большее время сухая, породы под ней не водонасыщены, хотя их влажность выше, чем в окружающем массиве.

Фактически установленный при картировании техногенных отложений (Классификация…, 1990; Гоpальчук и др., 1991; Дроздов, 1992) процент пораженности отвалов Назаровского карьера термокарстом и последующим оседанием поверхности составляет менее 5%. Потенциальная пораженность при этом может быть оценена по результатам бурения как 10% площади отвалов. Выявленные закономерности позволяют оконтурить площади, опасные с точки зрения развития процессов. Так, призмы железнодорожных отвалов (рис.), потенциально содержат техногенную мерзлоту в сегментах, соответствующих зимне-весенним месяцам отсыпки (де-

кабрь-март). Опасность термокарста имеется для каждой призмы в полосе, соответствующей одной третьей ее ширины. Потенциальная пораженность процессом в этой полосе достигает 30%.

Благодарности: выполнено при поддержке Фунд. программ VIII.75.1 и VIII.77.2, инт. проектов СО РАН – ДВО РАН № 9 и СО РАН № 144, ОНЗ РАН № 11, 12, госзаданий Минобрнауки № 9093 и № 1082, грантов Президента РФ НШ-5582.2012.5, РФФИ-РГО-13-05-41509 РГО, РФФИ 13-05-00811, 13-05-00854, 13-08-91001-АНФ-а, 14-05-00956, 15-55-71004\ 15, межд. программ TSP, LCLUC, CALM, GTN-P, SWIPA, Адм. ЯНАО, ин-та ВСЕГИНГЕО.

Список литературы:

Дроздов Д.С., Спиридонов Д.В. Картографирование геологических тел, образующихся в результате техногенеза. Методы гидрогеологического и инженерно-геологического картографирования. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1987. – С.125-136.

Нифонтов Ф.П., Рогов Н.С., Пуляев В.Н. Инженерно-геологические условия строительства крупных карьеров в Сибири. – Томск: Томский гос. ун-т, 1973. – С.72-77.

Общее мерзлотоведение (геокриология). Под ред. В.А.Кудрявцева. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 464 с.

Классификация техногенных грунтов. / А.П. Афонин, И.В. Дудлер, Р.С. Зиангиров, Ю.М. Лычко, Е.Н. Огородникова, Д.В. Спиридонов, Д.С. Дроздов // Инженерная геология, 1990. – № 1. – С.115-121.

Горальчук М.И., Дроздов Д.С., Спиридонов Д.В. Методика изучения и картирования техногенных изменений свойств горных пород при проведении инженерно-геологических исследований. // Инженерно-геологические и геокриологические исследования в геоэкологии. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1991. – С.136-146.

Дроздов Д.С. Выделение техногенных геологических тел при инженерно-геологическом картировании и геоэкологических исследованиях. // Геоэкологические исследования при инженерно-геологических съемках. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1992. – С. 28-35.

Drozdov D.S. Generation and degradation of technogenic frozen ground outside the permafrost zone (Southern Siberia, Nazarov coal-field) // Prior. in Earth Cryosphere Res. – Pushchino, 2005. – P.256-257.

СУБАЭРАЛЬНАЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ТОЛЩА СЕВЕРО -МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ – ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ

Н.И. Дроздов, В.П. Чеха

Институт археологии и этнографии СО РАН, Красноярская лаборатория археологии и палеографии, Университет Российской академии образования, Красноярск, Новосибирск

SUBAREAL UPPER-PLEISTOCENE ROCK FORMATION OF NORTH-MINUSINSK BASIN: CHRONOSTRATIGRAPHY

N.I. Drozdov, V.P. Chekha, Institute of Archeology and Ethnography of SD of RAS, Krasnoyarsk Laboratory of Archeology and Paleography, University of Russian Academy of Education, Krasnoyarsk, Novosibirsk

Субаэральные образования верхнего неоплейстоцена имеют широкое развитие в верхнем ярусе долины р. Енисей. Они были вскрыты абразией после создания Красноярского водохранилища на высоте 50-80 м. над руслом р. Енисей (Минусинские межгорные впадины). В результате региональных геолого-геоморфологических исследований выяснилось следующее. Наиболее полный и представительный разрез лессовой формации верхнего неоплейстоцена расположен в Куртакском геоархеологическом районе (Дроздов, Чеха, Хазартс. 2005). Накопления достаточно мощных субаэральных образований и их хорошая сохранность было обусловлено геоморфологическим положением района (в пределах крупного расширения долины Енисея, оторванность от современных базисов эрозии). В этом же районе к субаэральным образованиям верхнего неоплейстоцена приурочено более десяти разновозрастных палеолитических памятников. Это послужило основанием для комплексного детального изучения района.

Хроностратиграфически разрез верхнего неоплейстоцена представлен чередованием лессовых пород, ископаемых почв и их комплексов, объединяемых в куртакскую серию. Снизу вверх выделяются следующие подразделения (рисунок).

Каменноложская почва черноземного типа (казанцевский горизонт) разбита грунтовыми жилами (ГЖ) с гумусовым заполнением. Результаты термолюминисцентного датирования – 130+-10 т.л., мощность до 0,7 м.

Однородные лессовидные алевриты (лесс I), мощность до 0,5 м.

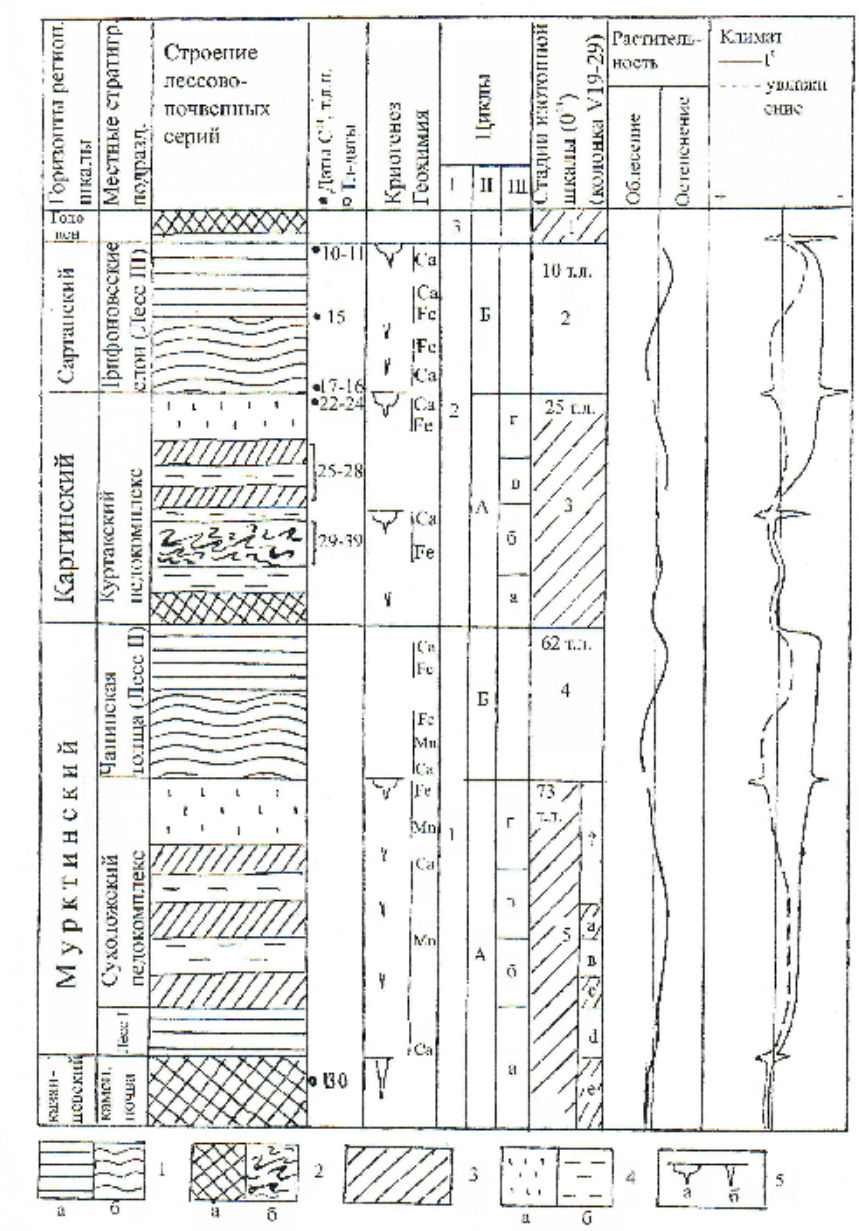
Сухоложский педокомплекс (муруктинский горизонт). Три-четыре сближенные почвы со слабо дифференцированными профилями (педолиты), разделенных суглинками, мелкие ГЖ. Мустьерские комплексы каменного материала. Мощность до 2 м.

Чанинская толща (лесс II) (муруктинский горизонт).

Лессовидные породы – алевриты, супеси преимущественно делювиального генезиса (снизу вверх выделяются две пачки лессовых пород: "коричневый лесс" – "серый лесс". В подошве псевдоморфозы по повторно-жильным льдам (ППЖЛ), мощность до 28 м.

Куртакский педокомплекс (каргинский горизонт). В нижней части криотурбированная почва черноземного ряда (29-39 тыс. л.н.) с ППЖЛ, в верхней – слабодифференцированные почвы (педолиты). Стоянки средней стадии позднего палеолита. Мощность – 1-2 м.

1 – лессовые породы – алевриты (а – "серый лесс", б – "коричневый лесс"); 2 – почвы (а – черноземного ряда, б – интенсивно криотурбированные); 3 – слабодифференцированные почвы (педолиты); 4 – суглинки лессовидные (а – серые, б – коричневые; 5 – палеомерзлотные нарушения (а – псевдоморфозы по повторно – жильным льдам; б – грунтовые жилы).



Трифоновские слои (сартанский горизонт) (лесс III). Три пачки (снизу): "коричневый лесс" (15-17 тыс. л.н.) – "серый лесс (13-15 тыс. л.н.) – типичный лесс (10-13 тыс. л.н.) Остатки примитивных почв. В кровле и подошве ППЖЛ. Стоянки финальной стадии позднего палеолита. Мощность до 10 м.

Список литературы:

Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геоархеологического района (Северо-Минусинская впадина). – Красноярск: РИО КГПУ им В.П. Астафьева, 2005. – 112 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА (СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА, КУРТАКСКИЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН)

Н.И. Дроздов, В.П. Чеха

Институт археологии и этнографии СО РАН, Красноярская лаборатория археологии и палеографии, Университет Российской академии образования, Красноярск, Новосибирск

PALEOGRAHPY OF LATE PLEISTICENE (NORTH-MINUSINSK BASIN, KURTAK GEO-ARCHEOLOGICAL AREA)

N.I. Drozdov, V.P. Chekha, Institute of Archeology and Ethnography of SD of RAS, Krasnoyarsk Laboratory of Archeology and Paleogeography, University of Russian Academy of Education, Krasnoyarsk, Novosibirsk

Природные условия позднего плейстоцена и соответственно эпохи палеолита в Северо-Минусинской впадине восстановлены на основе циклического строения лессовой формации (см. тезисы в настоящем сборнике, рисунок). Так, если границами циклов считать подошвы педокомплексов, можно выделить два завершенных цикла I порядка. Лессовые серии циклов разделяются на два элемента: нижний – "коричневый лесс", верхний – "серый лесс". Почвенные комплексы (чередование ископаемых почв и маломощных пачек лессовых пород) представлены в нижних частях полнопрофильными черноземными почвами, сменяющимися выше почвами со слабодифференцированными профилями, низким гумусонакоплением (педолиты). Это цикличность II второго порядка. Закономерная повторяемость в педокомплексах явлений почвообразования и лессонакопления демонстрирует цикличность III порядка. Особыми элементами и признаками лессовой формации являются криогенные явления (трещинно-полигональные образования) и геохимические характеристики.

Эволюция ландшафтов и климата Северо-Минусинской впадины в позднем плейстоцене с привлечением данных палинологических, палеофаунистических исследований, представляются в следующем виде. Начало циклов I порядка по наличию почв черноземного ряда указывает на существование климата, близкого современному. В дальнейшем при усилении роли эоловой и делювиальной аккумуляции лессовых пород почвообразование хотя и неоднократно возобновлялось, но с формированием почв с слабодифференцированными профилями, низким гумусонакоплением (педолиты). Палинологические данные (куртакский педокомплекс) указывают на наличие пограничных между тайгой и степью растительных ассоциаций с определенной ролью ерниковых группировок. Климат более засушливый и холодный, чем нынче.

Для начальных этапов формирования лессовых пород ("коричневый лесс") устанавливается наметившаяся ранее тенденция расселения по долине Енисея темно-хвойных лесов. Соответственно ворастала влагообеспеченность. Время формирования "серого" лесса характеризовалось направленным остепнением. О более холодном, чем современный, климате времени накопления лессовых пород говорят присутствующие в растительном покрове карликовые формации с карликовой березкой, ивой, холодолюбивыми плаунами, иногда ольховником.

Эволюционный путь развития природной среды был не единственным в истории позднего плейстоцена. Выделяются отрезки времени с резким ухудшением климата (кризисные) с появлением во впадине многолетней мерзлоты (наличие повторно-жильных льдов) в растительном покрове лесотундровых, северотаежных группировоку. Продолжительность таких периодов (среднемуруктинское, среднекаргинское. раннесартанское время) достигала первых тысяч лет. Используя метод актуализма (по палеомерзлотным явлениям) можно предполагать в указанные периоды условий северной тайги, лесотундры с среднегодовой температурой 10-12 градусов ниже нуля.

Список литературы:

Дроздов Н.И., Чеха В.П., Артемьев Е.В., Хазартс П. Археология и четвертичные отложения куртакского геоархеологического района. – Красноярск, РИО КГПУ им. В.П.Астафьева, 2007. – 136 с.

ЛИТОФАЦИИ КВАРТЕРА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ

В.А. Друщиц[1], М.А. Левитан[2], Т.А. Антонова[2],
[1]*Геологический институт РАН, Москва, Россия,* drouchits@ginras.ru
[2]*Институт геохимии и аналитической химии РАН им. В.И. Вернадского, Москва, Россия, т*-levitan@mail.ru

QUARTER LITHO-FACIES IN THE RUSSIAN ARCTIC SEAS

M.A. Levitan, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow Russia;
T.A. Antonova., V.A. Drouchits, Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Арктические моря России в четвертичное время претерпели значительные изменения в ходе геологического развития. В настоящее время на основании данных инженерно-геологического бурения, нефтегазового бурения и профилирования различными геофизическими методами удалось провести сейсмостратиграфическое расчленение четвертичного покрова и установить распределение мощности четвертичных отложений (Виноградов и др., 2005; Костин, Тарасов, 2011). В некоторых случаях получены картины распределения литофаций по отдельным профилям или на ограниченных участках, например, в районах мысов, в заливах и других обстановках (Фартышев, 1995; Гусев и др., 2009; Черкашев и др., 2009).

На акватории Баренцева и Карского морей получили широкое распространение ледниковые, ледниково-морские и флювиогляциальные осадки. Обычно, в четвертичных отложениях выделяют два сейсмокомплекса: нижне-средненеоплейстоценовый и верхненеоплейстоценовый; эоплейстоценовые образования фиксируются реже, они заполняют эрозионные врезы. Первый комплекс распространен в южной части акватории, в Печорском море он достигает мощности 60 м. Второй комплекс занимает значительные пространства обоих морей, покрывая возвышенности, заполняя эрозионные врезы, депрессии и желоба. Мощность этого комплекса составляет 20-30 м (Костин, Тарасов, 2011). Как правило, в шельфовых депрессиях на коренных породах залегают морены верхнего неоплейстоцена, которые покрыты ледово-морским диамиктоном с преобладанием мелких фракции, относящимся к начальной стадии дегляциации (Murdmaaetal., 2006). В Печорском море по данным бурения выделяют 2 основных типа разреза четвертичных осадков: северо-западный и юго-восточный. Первый представляет собой полный разрез валдайских отложений (диамиктоны), а второй ─ ледниковые осадки раннего и среднего валдая (Левитан и др., 2007). В северной части Баренцево-Карского шельфа с помощью детального сейсмоакустического профилирования проведена стратификация верхненеоплейстоценовых отложений. Выделены флювиогляциальные отложения среднего валдая, мощность которых колеблется в пределах первых десятков метров. Они заполняют эрозионные врезы и имеют грубый состав осадков. Ледниковые образования верхнего валдая обнаружены на плато Литке, в желобе Седова и на террасе Геркулеса. Их мощность изменяется от 3 до 15-20 м. Мощность ледниковых и ледниково-морских отложений, сформировавшихся в конце позднего валдая, колеблется в пределах 3-60 м, местами достигая 100 м (Доречкина, 2014). На внутреннем шельфе Карского моря под голоценовым покровом осадки верхнего неоплейстоцена имеют широкое распространение. В

верхней части разреза они представлены песками, переуплотненными глинами и алевритами. Вскрытая мощность колеблется от 5 до 180 см (Гусев и др., 2001).

Для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского характерно распространение отложений морских верхненеоплейстоценовых, начального этапа дегдяциации и голоцена. Для четвертичных осадков выделено несколько сейсмокомплексов и сейсмоподкомплексов, которые закрывают весь стратиграфический диапазон квартера: от эоплейстоцена до позднего неоплейстоцена. Особенно детально расчленен разрез верхненеоплейстоценовых осадков. Удалось выделить казанцевские, зырянские, каргинские и сартанские отложения (Виноградов и др., 2005). Наибольшеераспространение имеют осадки верхнего неоплейстоцена, мощность их обычно колеблется от 14 до 20 м. Осадки представлены алеврито-глинистым материалом. Центральная часть моря Лаптевых характеризуется распространением алевритовых и глинистых песков. В Восточно-Сибирском море позднийнеоплейстоцен представлен глинистыми алевритами и алевритовыми глинами (Кошелева, Яшин, 1999). В пределах Хатангского залива распространены верхненеоплейстоценовые отложения. Осадки казанцевского возраста (морские алевро-пелитовыемиктиты с угольной крошкой и органикой) имеют мощность 15 м. Мощность морских каргинскихотложений (переслаивание алеврита, глинистого алеврита, алевритовой глины и песка) может достигать 17 м (Черкашев и др., 2009). В заливе Буор-Хая по данным бурения на глубине 12,5 м толща верхненеоплейстоценовых осадков представлена мелкозернистыми песками с прослоями пелитового и гравийного материала. Вскрытая мощность верхненеоплейстоценовых образований составила 46 м (Чувилин и др., 2013). По данным бурения на внутреннем шельфе, в районе м. Мамонтов Клык подголоценовым покровом залегают верхненеоплейстоценовые образования, мощность которых колеблется от 20 до 37 м (Разумов и др., 2014).

Чукотское море покрыто морскими верхненеоплейстоценовыми-голоценовыми осадками. На этом фоне выделяется долина Хоуп, заполненная мощной толщей голоценовых отложений. Образованияпозднегонеоплейстоцена в районе о. Врангеля характеризуются алеврито-глинистым составом. Обычно, в береговой зоне в осадках присутствует песчаная составляющая. С удалением от берега осадки переходят в глинисто-алевритовые разности, но песчаные частицы также присутствуют (Кошелева, Яшин, 1999). Неглубокое бурение в проливе Лонга позволило установить наличие верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложений, вскрытая мощность которых колеблется от 1 до 5 м. Верхняя часть пробуренной толщи соответствует голоцену (Гусев и др.,2009).

В процессе изучения четвертичного покрова арктических морей были установлены зоны отсутствия образований квартера: участки шельфа к западу от Новой Земли, на вершине плато Литке, на террасе Геркулеса, на Северо-Сибирском пороге, к северо-востоку от Новосибирских островов (Костин, Тарасов, 2011; Доречкина, 2014).

Следует отметить, что четвертичный период отмечен развитием вулканизма. На островах Жохова и Вилькицкого обнаружены вулканические породы квартера (Добрецов и др., 2013). В тоже время предполагается, что в районе о. Бенетта расположена структура вулканического происхождения, существование которой в настоящее время связано с мощными газовыми выбросами и изменением подводного рельефа. В осадках шельфа острова обнаружены железо-марганцевые конкреции (Масуренков и др., 2012).

Четвертичная толща осадков арктических морей России представляет собой весьма разнообразный по своему фациальному составу осадочный покров различной мощности. По его составу и распространению можно судить о формировавших его процессах, которые, несомненно, оказывали влияние на мобилизацию, транзит и аккумуляцию отложений. Особым разнообразием литофаций и изменчивостью их мощностей выделяется Баренцево море. Для Восточной Арктики свойственна относительная выдержанность мощностей по всему шельфу и относительно полный стратиграфический разрез квартера. Вероятно, основной причиной отмеченных различий между осадочным покровом четвертичных отложений морей Западной и Восточной Арктики является принципиально отличающаяся картина истории развития четвертичных оледенений, сопряженнаяс известными колебаниями уровня моря. Безусловно, важную роль играло неотектоническое развитие указанных регионов в квартере.

Список литературы:

Виноградов В.А., Гусев Е.А., Горячев Ю.В., Рекант П.В. Сейсмостратиграфическая основа расчленения чехла на акватории. Гос. геол. карта РФ м-б 1:1 000000. Лист Т-53-56 (о-в Жохова). Объяс. зап. СПб. -Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ. – 2005. – С.7-13.

Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып.3. М.: ГЕОС. – 2011. – С. 107–130.

Фартышев А.И. Особенности прибрежно-шельфовой криолитозоны моря Лаптевых. –Новосибирск.: ВО Наука. -1993. – С.136.

Гусев Е.А., Андреева И.А., Аникина Н.Ю. и др. Стратиграфия позднекайнозойских осадков Чукотского моря по результатам неглубокого бурения // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1 –М.: ГЕОС. -2009. – С. 89- 103.

Черкашев Г.А., Кошелева В.А., Булдаков С.В. и др. Особенности строения и состава четвертичных отложений Хатангского залива моря Лаптевых // Геология полярных областей земли. Том 2. –М.: ГЕОС. -2009. – С.284-288.

Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J-C., Levitan M.et al. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // Marine Geology. – 2006. – V.206. – P. 275-303.

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. – М.: ГЕОС. 2007. – 404 с.

Доречкина Д.Е. Строение и условия формирования четвертичных отложений севера Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным. Дис…..канд. гео.-мин. наук.-Спб.: «Нац. Мин.-сыр. Ун-т «Горный», -2014. – 135 с.

Гусев Е.А., Матюшев А.П., Рудой А.С. и др. Четвертичные отложения центральной части Карского моря // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. – М.: -Научный Мир. -2001. – с. 553-558.

Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. -СПб.:ВНИИОкеангеология. -1999. –С.286.

Чувилин Е.М., Буханов Б.А., Тумской В.Е. и др. Теплопроводность донных отложений в районе губы Буор-Хая (шельф моря Лаптевых) // Криосфера Земли. -2013. – Т.XVII. – №2. – С33-40.

Разумов С.О., Спектор В.Б., Григорьев М.Н. Модель позднекайнозойской эволюции криолитозоны шельфа западной части моря Лаптевых // Океанология -2014. –Т.54. -№5. –С.679-693.

Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. -2013. – Т.54. – №8. – С.1126-1144.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л, Петрова В.В. и др. Современная активность эндогенных процессов у острова Беннета (архипелаг Де Лонга, Арктика) – М.: ИФЗ РАН. – 2012. -160 с.

ЭМИССИЯ МЕТАНА И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПОКРОВ НА ШЕЛЬФЕ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова

Геологический институт РАН, Москва, Россия, drouchits@ginras.ru, tamara-sadchikova@yandex.ru

METHANE EMISSION AND QUATERNARY COVER ON RUSSIAN ARCTIC SHELF

V.A. Drouchits, T.A. Sadchikova, Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Изучение эмиссии природного газа на шельфе и побережье российской Арктики дало возможность проследить некоторые закономерности в распределении газовых факелов, ареалов повышенных концентраций в придонном слое и сопоставить их местоположение с характером четвертичной толщи, через которую происходит миграция природного газа в атмосферу.

В последние годы было проведено множество экспедиций, которые обнаружили значительное количество прямых и косвенных доказательств существования выходов природного газа на поверхность шельфа и далее в атмосферу в арктических морях. Произведены измерения концентраций метана в осадках и водной толщеБелого, Баренцева, Карского и Чукотского морей. В водной толще значительные концентрации были определены в районе Западно-Новоземельского желоба, а ураганные величины пришлись на глубину 13 м в Обской Губе(Леин, Иванов, 2009; Леин и др., 2013). Достаточно детальные исследования проводятся в береговой зоне, на внутреннем ицентральном шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. На внутреннем шельфе этих акваторий более 80% придонных проб и более 50% поверхностных проб были перенасыщены растворенным метаном. На глубинах ≥ 50м более 40% придонных проб и более 20% поверхностных проб содержали ураганные концентрации метана (Шахова, 2010). Были проведены измерения концентрации метана на границе почва-атмосфера, на побережье арктических морей России, от Кольского полуострова до острова Врангеля. Максимальные значения эмиссии метана приурочены к влажным тундрам самых северных участков (Christensenetal., 1995). Проводись исследования содержания метана в толще мерзлых породвосточного сектора Российской Арктики.В отложениях голоценового и поздненеоплейстоценового возраста метан не был обнаружен или были зафиксированы незначительные концентрации, амаксимальные концентрации были приурочены к средненеоплейстоценовым осадкам. Установлено, что метан образовался при положительных температурах и законсервировался при промерзании. Но он может формироваться и при отрицательных температурах, так как археи (метаногенные бактерии) не только сохраняют жизнеспособность, но и адаптируются к условиям криолитозоны (Ривкина, 2006). Анализ распределения мест эмиссии метана в толще квартера позволит выявить его возможный источник и причину выброса или просачивания, а также степень влияния на окружающую среду связанных с этими процессами опасных природных явлений.

В настоящее время существует достаточное количество геологических и геофизических данных, касающихся строения арктического шельфа, на основании которых можно судить о разгрузке значительных объемов природного газа в водную толщу. Зафиксированы облака из пыли и газа в районе острова Беннета, которые могут быть связаны с четвертичным вулканизмом (Мансуренков и др., 2012). За время эксплуатации нефтяных и газовых месторождений на полуострове Ямал образовались несколько крупных кратеров за счет, как предполагается, взрывов подмерзлотного газа (Богоявленский, 2014). Геофизическими методами обнаружены факелы и площадные разгрузки природного газа на шельфе Печорского и Карского морей (Рокос, Тарасов, 2007; Рекант, Васильев,2011).Рельеф арктического шельфа также может служить доказательством наличия мест разгрузки природного газа. На материалах эхолотной иподводной съемки, по данных гидролокаторов бокового обзора видны кратеры (покмарки) и траншеи (плугмарки), которые свидетельствуют о газовой эмиссии (Лобковский и др., 2013; Богоявленский, 2014).

Развитие арктических шельфов России происходило в различных природных обстановках в течение четвертичного периода. В западной части значительное влияние оказывала близость Атлантического океана, а на крайнем востоке ─ близость Тихого океана. Рельеф и осадки запада формировались в результате воздействия огромных масс льда. Там же в межледниковья климат был более теплым и влажным. Облик перигляциальных шельфов востока ─ результат сложения процессов рельефо- и осадкообразования на фоне трансгрессивно-регрессивных циклов.

Для западной части этой акватории характерно наличие хорошо выраженных крупных поднятий и разделяющих их желобов и впадин. Доказано, что морфологическая и морфометрическая коррекция облика дна шельфа происходила в четвертичный период. Это положение поддерживается и учеными, принимающими тео-

рию развития этого шельфа в гляциальных условиях, и специалистами, считающими, что океан определял основную тенденцию в рельефо- и осадкообразовании.Четвертичные осадки обычно имеют среднюю мощность около 34 м; максимальные толщи осадков квартера обнаружены в Печорском море и на Южно-Карском шельфе (около 200 м). Эти отложения представлены чередованием морских и континентальных осадков (Кости, Тарасов, 2011).

Восточная часть характеризуется значительными выровненными, с небольшими уклонами, поверхностями, которые начали формироваться в палеогене. Они прорезаются крупными затопленными палеодолинами. Мощности четвертичных отложений обычно не превышают 100 м. Они представлены чередованием аллювиальных, дельтовых, озерных и болотных образований, и морских отложений, содержащих значительное количество органического вещества. Эти осадки покрыты морскими отложениями голоцена (около 15 м).

Установлено, что для современной Арктики одним из ведущих природных процессов стало формирование криолитозоны в квартере.Становление толщи, обладающей специфическими характеристиками, привело к образованию особых форм рельефа, осадков с отрицательной температурой, содержащими лед,захоронению и консервации огромных масс органического вещества. Более того, многолетнемерзлые породы до сих пор часто служат препятствием на пути природного газа к поверхности шельфа и далее в атмосферу.

Сейсмоакустическое профилирование с последующим анализом волновой картины записи, привлечение данных по береговым обнажениям, береговому и подводному бурению ─ все это позволяет в достаточной степени достоверно оценить распространение фаций и мощности четвертичных отложений, ~~и~~связанных с ними тектонических нарушений,и положение границ многолетнемерзлых пород на шельфе Арктики. Осадки квартера, завершая разрез осадочного чехла, представляют собой матрицу покрышек, ловушек и сквозных «окон» для различной природы флюидов, мигрирующих в осадочном чехле, в том числе и для метана ─ наиболее распространенного углеводородного газа. Распределение концентраций метана в воде и донных осадках вызывает определенный практический интерес, так как является поисковым критерием нефтегазоносности акваторий.

Источники метана в осадках имеют различную природу. Это могут быть нефтегазовые и угольные месторождения; незначительные скопления газа (также и биогенного) в четвертичных и более древних отложениях различного генезиса (Друщиц, Садчикова, 2013). Эмиссия метана в водную толщу может быть постоянной и сезонной, а может носить и катастрофический, взрывной характер. Все эти процессы зависят от состава и строения четвертичной части осадочного чехла и современных геолого-гидрологических условий.

Значительные выбросы метана могут быть связаны с миграцией свободного природного газа через сквозные талики, зоны тектонических нарушений, окна в многолетнемерзлых породах. Выделяются районы, перспективные на нефть и газ, при совпадении которых с распространением субмариной криолитозоны, весьма вероятно образование залежей гидратов газа. Считается, что при нарушении мерзлотного баланса именно на этих участках могут происходить значительные выбросы газа в атмосферу.

Относительно мощным источником природного метана на шельфе могут являться затопленные угольные месторождения.На шельфеВосточно-Сибирского моря, в зоне тектонического нарушения, были обнаружены ураганные концентрации углеводородных газов. Изотопный состав углерода указывает на принадлежность этих выбросов к углегазоносным и газонефтеносным осадочным формациям (Шакиров и др., 2013).

Еще одним мало изученным источником природного газа на шельфе является разгрузка подземных вод. Исследования, проведенные в Енисей-Хатангском районе, показали, что криолитозона охватывает осадочную толщу от верхнемеловых до четвертичных отложений. Эти же отложения служат водоупором для мезозойского комплекса подземных вод. Сквозные талики обнаружены под руслом Енисея и локально приурочены к тектоническим нарушениям. Однако сезонноепротаивание верхней части осадочного чехла способствует разгрузке грунтовых и слабонапорных вод четвертичного водоносного горизонта в арктический бассейн и провоцирует некоторую миграцию метана в область шельфа (Сухорукова, 2014: Зекцер, 2012).

Список литературы:

Леин А.Ю., Иванов М.В. Биохимический цикл метана в океане.– М.: Наука, 2009. – 576 с.

Леин А.Ю., Саввичев А.С., Русанов И.И., Иванов М.В. Резервуар растворенного метана в водноймтолще морей Российской Арктики // Система Белого моря. –2013. –Т III. – С. 346–360.

Шахова Н.Е. Метан как неучтенный компонент цикла углерода в Арктических морях // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. – Выпуск 2. – М.: ГЕОС. – 2010. – С. 125–137.

Christesen T.R., Jonasson S., Callaghan T.V. et al. Spatial variation in high-latitude methane flux along transect across Siberian and European tundra environments // Journal of Geophisical Research. – 1995. – V. 100 – P. 21035–21045.

Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В. и др. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – №3. – С. 23–41.

Масуренков Ю.П., Собисевич А.Л., Петрова В.В. и др. Современная активность эндогенных процессов у острова Беннета (архипелаг Де Лонга, Арктика). – М.: ИФЗ РАН. – 2012. – 160 с.

Богоявленский В.И. Чрезвычайные ситуации при освоении ресурсов нефти и газа в Арктике и Мировом океане // Арктика: экология и экономика. – 2014. – № 4 (16). – С. 48–59.

Рокос С.И., Тарасов Г.А. Газонасыщенные осадки губ и заливов южной части Карского моря // Бюлл. ком. по изуч.четверт. периода. – 2007. – .№ 67. – С. 66–75.

Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Карского моря // Криосфера Земли. – 2011. – Т. XV. – № 4. – С. 69–72.

Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е. и др. О механизмах деградации многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // ДАН. – 2013. – Т. 449. – № 2. – С. 185–188.

Костин Д.А., Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. – Вып. 3. – М.: ГЕОС. – 2012. – С. 107–130.

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. Возможные источники эмиссии природного газа на шельфе Восточной Арктики // Геология морей и океанов: Материалы XXМеждународ. науч. конф. (школы) по мор. Геологии. – 2013. – Т. I. – М.: ГЕОС. – С. 49–52.

Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2013. – № 1. – Вып. 21. –С. 98–110.

Сухорукова А.Ф. Гидрогеологические аспекты изучения криогенной толщи арктических районов Сибири // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2014. – № 1. – С. 152–156.

Зекцер И.С. Подземный сток и ресурсы пресных подземных вод. Современное состояние и перспективы использования в России. – М.: Научный Мир, 2012. – 374 с.

ПРОБЛЕМА ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КВАРТЕРА

Н.Н. Дунаев

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия, dunaev@ocean.ru

THE PROBLEM OF GLACIOISOSTATIC IN PALEOGEOGRAPHY OF THE QUATERNARY

N.N. Dunaev P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

«Любое явление может быть понято и обосновано, если оно рассматривается в неразрывной связи с окружающими явлениями, в его обусловленности от окружающих явлений».
И. Сталин. Вопросы ленинизма.- 1952.

Проблема гляциоизостазии дискутируется со времени появления парадигмы о ледниковых периодах в истории Земли. Оформление последней, как и развитие существовавших с начала 17 в. идей в этом направлении, ассоциируется с именем швейцарского биолога Ж. Л. Агассиса (1807-1873), который доложил её на собрании Швейцарского естественно-научного общества в г. Невшатель в 1837 г. Установлено также, что понятие *гляциоизостазия* ввел в 1865 г. шотландский геолог Т. Ф. Джеймсон (1829-1913) под впечатлением публикаций Агассиса, предположив, что известные к тому времени поднятия северной приморской суши являются следствием реакции литосферы на снятие ледниковой нагрузки (Дунаев, 2013).

В настоящее время применительно к северному полушарию количество разного ранга оледенений в квартере насчитывается до 200, а особенно крупных из них 1 – 4, иногда несколько более. Тем не менее, в последние годы всё больше появляется публикаций, где пересматривается проблема оледенений. Дискутируется вероятность и длительность их проявления, количество и масштабы, а также степень воздействия на Землю. Уже мало кто придерживается, например, взглядов о существовании в позднем неоплейстоцене панарктического шельфового ледника. Даже традиционно считавшийся классическим ледниковый щит Фенно-Скандии, предполагаемую мощность которого по мере накопления информации понижали от 18 км до 11, 7, 4-3, 2-1,5 км, аргументировано сводится до нескольких крупных куполов. И доказывается, что оледенение возникло не благодаря глобальному похолоданию климата, а поднятие суши и прибавление её площади синхронно прогибанию и соответственно увеличению ёмкости морских впадин как результата глобальной активизации новейших тектонических движений, начавшихся около 2,5 млн. л.н., стало причиной оледенения и регионального похолодания.

Концепция гляциоизостазии также всё больше воспринимается критически. В качестве косвенного её подтверждения были приняты результаты гравитационных измерений в Скандинавии и Северной Америке (областях предполагаемого развития крупнейших оледенений), анализ которых позволил выявить наличие изостатических артефактов (отклонение погруженных в астеносферу соответствующих территорий земной коры от равновесного состояния, которое должно было бы быть согласно закону Архимеда) в виде отрицательных аномалий силы тяжести. Несмотря на то, что любому интерпретационному процессу свойственна неоднозначность, этот факт по мнению проводивших измерения специалистов западно-европейской и северо–американской научных школ *безусловно* (?Н. Д.) указывает на отсутствие равновесия в земной коре *после снятия нагрузки ледниковых покровов* вследствие их деградации в голоцене. При этом каких-либо обоснованных сопоставительных расчетов не приводится. Например, нет оценки возможных региональных изменений вязкости астеносферы, которая в 2-3 раза меньше вязкости земной коры и которая отличается значительным изменением физического состояния по латерали и в разрезе. Не рассматривается возможность упрочнения литосферы, влияния региональной тектонической структуры, когда отрицательные аномалии приурочены к областям опускания, специфики геологического строения и др. Не приводятся данные и о приледниковых прогибах, которые, учитывая, в частности, предполагаемую мощность (**М**) до 3,5 – 4 км и степень давления на земную кору ледникового щита Северной Америки (Лаврентийского) с амплитудой ее прогибания 1/3-2/7 **М**, могли достигать десятков километров ширины и достаточной глубины для проникновения вод сопредельной морской акватории и накопления ледниково-морских отложений, которые по мере осиляции края ледника могли чередоваться с ледниково-озёрными. Известно, что факты – категория упрямая, но трактовать их можно по-разному и вполне реально, что если бы указанные специалисты не слышали о ледниковой экспансии, то дали бы иное объяснение своим наблюдениям. Напомним также, что в основе геофизических методов исследования Земли лежит изучение её фи-

зического поля, особенности которого *предположительно* обусловлены, в первую очередь, петрофизическим, а также геологическим разнообразием строения конкретных территорий (Н. Д.- но не палеогеографической обстановкой к-л времени, в частности, ледниковой). Само по себе выявление аномалий силы тяжести как отклонений её значений от *нормального*, которое имела бы Земля, если бы у нее была форма эллипсоида вращения с правильным распределением масс в нём, детерминированного суточным вращением и притяжением Земли, весьма условно. Эта «нормальность» определяется по принятой на международном уровне в Москве в 1971 г. и постоянно уточняющейся математической формуле *нормальной* силы тяжести, исходя из предположения, что Земля состоит из однородных по плотности концентрических слоёв. Однако, гравитационное поле прежде всего отражает реально существующий неоднородный характер распределения масс в недрах планеты и без сведений о плотности горных пород, слагающих в *конкретном* регионе литосферу, репрезентативное истолкование аномалий поля силы тяжести невозможно. Тем не менее, в основном именно на указанных наблюдениях зиждется представление о реальности феномена гляциоизостазии, то есть чуткой реакции вертикальных движений земной коры на геологически быстрое появление и ещё более быстрое исчезновение огромных по размерам и тяжёлых ледниковых щитов.

Широко применяемая зарубежными исследователями модель гляциоизостазии ICE-4G (Peltier, 1996) и оценка на ее базе изменений уровня океана основана лишь на *теоретических представлениях* о вязкости мантии и её *возможной* реакции на величину и продолжительность экзогенной нагрузки на земную кору, в зависимости от которых она, *предположительно*, может вести себя либо как упругое тело, либо как жидкость. При этом модель не учитывает влияние на уровень моря синхронных тектонических деформаций, изменений рельефа и глубин на обширнейшей территории ложа Мирового океана. Регулярные в последние годы гравиметрические измерения на Северо-Американском континенте по профилю от штата Айова до Гудзонова залива с целью изучения предполагаемого согласно закону Архимеда постгляциального изостатического выравнивания земной коры показали, что зарегистрированные значения силы тяжести существенно выше теоретических, в т. ч. рассчитанных по моделям ICE 3G и ICE 4G, а также по модели латерально однородной стандартной Земли. Чтобы привести в соответствие наблюденные и модельные данные, нужно либо предположить 50% -е увеличение и без того немалой мощности предполагаемого Лаврентийского ледника, либо скорректировать теоретически предполагаемую вязкость верхней мантии в сторону увеличения в 2-3 раза (Lambert at. al., 2001).

К настоящему времени проблемы изостазии и реакции земной коры на экзогенные нагрузки разработаны ещё слабо, примером чему к выше сказанному являются, в частности, пока необъясненные случаи *несовпадения* рельефа поверхности Мохо и контуров областей постледниковых поднятий с адекватным знаком аномалий силы тяжести, не повсеместное распространение астеносферы, наличие в литосфере ослабленных горизонтов – волноводов, где должна происходить диссипация и без того уменьшающейся по экспоненте экзогенной нагрузки и др. Часто вертикальные движения поверхности Земли происходят в направлении, противоположном тому, которое должно бы быть согласно принципу изостазии, современные представления о которой являются далеко неоднозначными. Так, Прикаспийская впадина погружается, а должна была бы подниматься; в некоторых горных массивах отмечается избыток масс (Средняя Азия). Продолжаются дискуссии о возможности появления, размерах и развитии предледниковых прогибов и валов. Нет и отчетливой увязки площадей *покровных* оледенений с мощностями льда. Известно также, что над центральными областями таких оледенений господствуют антициклоны, при которых выпадение образующих лёд осадков ничтожно мало. Например, в Антарктиде их едва выпадает 3-5 см/год. Следовательно, при доминирующей на сегодня парадигме гигантских покровных оледенений в квартере необязательно предполагать повсеместную их мощность, измеряемую в километрах. Наращивание ледниковых площадей может происходить не столько в их центральных частях, сколько в пределах постоянно продвигающейся их периферийной зоны как следствие выпадения атмосферных осадков обтекающих циклонов. Соответственно требуют уточнения представления о местах и длительности проявления, масштабах и мощностях пока еще гипотетических ледниковых покровов, а также о самой возможности и размерах прогибания земной коры (а не некоторого понижения её поверхности вследствие уплотнения геологических отложений) под воздействием таких экзогенных факторов. К тому же существует точка зрения и о том, что явление гляциоизостазии, вообще не имеет существенного значения и эта концепция нуждается в пересмотре (Чувардинский, 2014 и др.). Заслуживающие внимания новые представления о ледниковых событиях, их масштабах, количестве отмечены также на YI Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода (Новосибирск, 2009). В этом контексте можно напомнить, например, что к настоящему времени пока нет приемлемого объяснения геологически быстрому (в течение первых тысяч лет) таянию предполагаемых объёмов позднеоплейстоценовых ледниковых щитов (для чего температура воздуха должна бы быть, как в современной Сахаре), причин, препятствующих под их воздействием оттоку углеводородов в перигляциальные области (в частности, на Аляске залежи нефти встречаются даже в бывших под ледником четвертичных отложениях), сопоставимой скорости поднятия в позднем голоцене геологически сходных внеледниковых регионов (например, Бразильский щит поднимается в целом с такой же скоростью, как Лаврентийский), находкам синхронной реликтовой и эндемичной флоры и фауны в областях предполагаемых ледниковых щитов, стоянок древних людей, тому, что при существующих у разных народов преданиях о великих потопах неизвестна информация о великих оледенениях и др.

В заключение хотелось бы отметить, что нередко модели природных сценариев создаются полностью, либо в значительной мере на умозрительных допущениях и в дальнейшем воспринимаются как нечто реальное. Это относится и к проблеме оледенений квартера. Автор надеется, что представленная работа послужит сближению взглядов хотя бы по вопросам поздненеоплейстоценового глобального оледенения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 13-05-00589) и РНФ (грант № 14-17-00547)

Список литературы:

Дунаев Н. Н. Проблема гляциоизостазии в развитии береговой зоны Байкала. Труды 3-й Междунар. Конфер. «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водных объектов». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013. С. 87-90.

Чувардинский В. Г. Было ли материковое оледенение? Мифы и реальность. Lambert Academic Publishing. 2014. – 284 с.

Lambert A., Courtier N., Sasagawa G. S., Klopping F.,Winester D., James T. S., Liard J. O. New constraints on Laurentide postglacial rebound from absolute gravity measurements //

Geophisical Research Letters. V. 28, 2001.- Pp. 2109–2112.

Peltier W. R. Mantle viscosity and ise-age sheet topography//Sciense,273,1996. – Pp.1359-1364.

РАЗВИТИЕ БЕЛОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

В.Я. Евзеров [1], А.Н. Виноградов [2], С.Б. Николаева [1]

[1] *Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия,* yevzerov@geoksc.apatity.ru

[2] *Кольский филиал Геофизической службы РАН*

DEVELOPMENT OF BELOMORSKAYA BASIN IN THE HOLOCENE

V.Y. Yevzerov, S.B. Nikolaeva, Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia;
A.N. Vinogradov, Kola department of Geophysical Service RAS, Apatity, Russia

Беломорская котловина является внутриплитной морфоструктурой на северной окраине Восточно-Европейской платформы. Котловина включает три субструктуры второго порядка: обширный Бассейн с открывающимися в него Кандалакшским, Онежским и Двинским заливами, Воронку и Горло. Считается, что контур современной Беломорской депрессии предопределен структурным планом рифейской системы грабенов, возникших на пассивной окраине палеократона Балтика в интервале 1263-1080 млн. лет назад (Балуев и др., 2012).

Анализ материалов по геологическому строению и тектонике района Беломорской котловины свидетельствует о том, что эта депрессия существовала уже в среднем плейстоцене и была соединена с Мировым океаном. Установить точное время её формирования пока не представляется возможным, вследствие недостаточной изученности рыхлого покрова котловины. Однако, наиболее вероятно, что котловина образовалась на рубеже позднего миоцена – плиоцена, когда после регрессивного развития континентальной окраины началось погружение шельфа.

В данном сообщении мы концентрируем внимание на геодинамике Беломорской депрессии в голоцене, который начался около 12 тысяч лет назад и продолжается до сих пор. Перед голоценом территория, окружающая Беломорскую котловину, и сама котловина были покрыты мощным покровом льда. Скандинавский ледниковый покров, распространявшийся в конце неоплейстоцена, продвигался в восточном направлении двумя потоками: Кольским, который покрывал большую часть полуострова, и более мощным Беломорским, переполнявшим Беломорскую депрессию. Мощность льда в восточной части региона составляла около 400 м, а в западной превышала 2 км.

Согласно гляциоизостатической концепции, после таяния ледника должно проявляться компенсационное воздымание земной поверхности в связи со снятием статической пригрузки. Около 100 лет назад В. Рамзаем (Ramsay,1898) было показано, что амплитуда поднятия поверхности за последние 10-12 тыс. лет составила около 150 м и что изобазы огибают территорию Кандалакшского залива, где, как отмечалось, мощность льда была больше, чем на его побережьях. Материалы последних лет позволили подтвердить первоначальные наблюдения В.Рамзая о нарушении в районе Кандалакшского залива ключевого положения гляциоизостатической модели: «чем толще ледник, тем выше воздымается территория после его стаивания» (Колька и др., 2005).

Еще одна особенность структурной эволюции региона, необъяснимая с позиций гляциоизостатической модели – доминирование сдвигов среди неотектонических разрывных нарушений (Балуев и др., 2012). В настоящее время существует два альтернативных варианта интерпретации геодинамической модели развития Беломорской котловины. Первая из них известна как «Скандинавская сейсмотектоническая модель» Ф.Н. Юдахина (Юдахин и др., 2003), согласно которой, контроль поля напряжений в Беломорском регионе приписывается деформационным волнам сжатия, исходящим из срединно-океанических рифтов Северной Атлантики. С этой концепцией непротиворечиво увязывается картина развития морфоструктуры дна Белого моря по модели «расклинивания» Кандалакшской котловины при столкновении ее днища с Архангельским выступом фундамента. Слабым местом данного варианта является несовпадение максимума современной сейсмической активности, приуроченной к району Кандалакшского грабена, с фронтом столкновения подвижной пластины дна с «упором» (Беленович, Кутинов, 2010). В последние годы появились и новые аргументы против указанной концепции: поставлена под сомнение сама направленность главных векторов деформации и движения геоблоков на северо-западной окраине Евразии.

Анализ механизмов землетрясений в Северной и Центральной Атлантике в совокупности с данными геодезического мониторинга показал, что на современном этапе межплитная граница Евразии и Северной Америки вышла из режима дивергенции и на всем протяжении от Шпицбергена до моря Лаптевых представляет собой трансформную тектоническую структуру. Следовательно, действие ключевого постулата «Скандинавской модели» о доминанте юго-восточного движения масс в Евро-Арктическом регионе должно быть ограничено по времени периодом активного раскрытия Северного Ледовитого океана. Точной датировки времени смены режима дивергенции трансформным режимом нет, но представляется логичным увязать этот переход со вспышкой сейсмической активности на границе плейстоцена и голоцена, когда на атлантическом побережье Скандинавии проявились мощные оползневые процессы, вызванные движениями по краевым разломам северо-восточного простирания. Доминантным типом тектонических движений на новейшем этапе стали вращательные смещения как Евразийской плиты в целом, так и отдельных геоблоков на ее северо-западной окраине (Беленович, Кутинов, 2010).

С этим представлением корреспондируется вторая модель – «трансформных разломов и вращения блоков» (Балуев и др., 2012). В рамках данной модели раскрытие Кандалакшской и Колвицкой рифтогенных впадин удовлетворительно объясняется противоположной направленностью вращения Кольского и Карельского массивов. На этот процесс накладываются гляциоизостатические деформации. При таянии ледникового покрова нагрузка на геологическое основание в Кольско – Карельском геоблоке «щитового» типа с кристаллическими породами гранито-гнейсового слоя на поверхности должна была сниматься полностью, вследствие чего поверхность блока воздымалась за счет совместного действия изостазии и релаксации упругих напряжений, накопленных в арочных структурах фундамента.

В рифтогенных депрессиях Беломорской котловины перемежаются пластичные и компетентные слои, осложненные интенсивной трещиноватостью. Поля напряжений и дислокаций в такой среде контролируются преимущественно вертикальной компонентой статической нагрузки, аккумуляция энергии упругих деформаций редуцирована, арочные эффекты проявляются локально. Степень проседания поверхности под ледниковой нагрузкой за счет компактации пластичных слоев здесь выше, чем в упоминавшемся «щитовом» геоблоке. Релаксация упругих напряжений при исчезновении ледниковой нагрузки играла подчиненную роль по отношении к изостатическим силам, при этом действие последних в какой-то мере сдерживалось гидросферным слоем.

Вероятно, в голоцене дивергентный режим сменился трансформным, проявившимся в северо-западной части Беломорской котловины. В этот период произошло опускание Кандалакшского грабена примерно на 150 м и формирование Колвицкого грабена. В опускание были вовлечены окружающие Кандалакшский залив массивы кристаллических пород, что нашло отражение в изгибе изобаз гляциоизостатического поднятия района.

Совокупное воздействие тектонических перемещений геоблоков и гляциоизостатического поднятия приводят к возникновению напряжений, разрядка которых обусловила высокую сейсмическую активность Кандалакшского грабена и его окрестностей.

Различия в темпах, амплитуде и направленности движений создают локальные возмущения в напряженном состоянии компетентных блоков коры, способствовавшие развитию на протяжении последних 10 – 12 тысяч лет вдоль бортов грабена сопряженной системы трещин и разломов, обеспечивающих разрядку аномального стресса. Наиболее крупным из голоценовой генерации дизъюнктивов является сбросо-сдвиг, сформировавший Колвицкий грабен, продолжающий Кандалакшский рифт вглубь Беломорского кристаллического блока. Амплитуда вертикального смещения при погружении его дна достигает 70 метров. Судя по глубинности современных очагов землетрясений в этом тектоническом узле – от 10 до 30 км (Годзиковская и др.. 2011), активизация рифта и пропагация его в северо-западном направлении связана с нарушением геомеханической стабильности не только в верхних горизонтах коры, но и на глубинных этажах кристаллического цоколя.

При веерообразном раскрытии Кандалакшского грабена также произошла просадка дна с амплитудой до 150 метров, не скомпенсированная полностью встречными восходящими движениями, связанными с релаксацией ледниковой пригрузки. Вследствие сложной кинематики разнонаправленных тектонических и гляциоизостатических перемещений возникали напряжения в породных массивах, которые периодически разряжались землетрясениями различной силы. Приуроченность большинства очагов землетрясений к западной части Беломорского бассейна указывает на тесную связь сейсмичности с опусканием котловины Кандалакшского залива на фоне общего гляциоизостатического поднятия. При этом в ходе медленного опускания дна котловины имели место импульсные энергетические разрядки с быстрыми «клавишными» смещениями мелких блоков. Они приводили к образованию разрывных дислокаций сбросо-сдвигового типа в кристаллическом цоколе и осадочном покрове рифта, палеосейсмодеформаций и проявлениям на беломорском побережье волн цунами (Евзеров, 2013)..

Работа выполнена при поддержке Правительства Мурманской области в рамках государственной программы «Развитие экономического потенциала и формирование благоприятного предпринимательского климата» и РФФИ – грант 14-05-98806 р_север_а и гранта 13-05-01039.

Список литературы:

Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. / (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:1500000). – М.: ГЕОС., 2012.- 104 с.

Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г. // Материалы XVI международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы», Воронеж. 2010. Т. 2. С. 118-123.

Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. – М.: Изд-во ГС РАН, 2010.- 132 с.

Евзеров В.Я. // Вестник ВГУ, сер. Геологическая. – 2013. – № 2. – С. 181-183.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. / Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. – Апатиты:КНЦ РАН, 2005.- С. 15-25.

Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. – 299 с.

Ramsay, W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit// Fennia, Helsingfors. – 1898. – V. 16. – № 1.- 151 p.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА БЕРЕГОВОГО УЧАСТКА ЧЕРНОГО МОРЯ (Г.ВАРНА, БОЛГАРИЯ)

В.А. Елкин

ООО «Питер Газ», Москва, Россия, eyolkin@mail.ru

PECULIARITIES OF GEOLOGICAL SETTING NEAR VARNA LANDFALL, BULGARIA

V.A. Yolkin, LLC PeterGaz, Moscow, Russia

Рассматриваемая территория в структурно-тектоническом плане расположена в пределах Авренского плато. Южнее мыса Галата побережье имеет терассо-холмистый характер с преобладающим абразионным, абразионно-аккумулятивным типом берега (Геология…, 1979; Геолого-геофизические…,1980). Инженерно-геологические работы проводились южнее г. Варна в пределах прибрежного участка с целью оценки инженерно-геологических условий верхней части разреза. Геологический разрез изучен инженерно-геологическими выработками (скважинами, шурфами) до глубины 3-56 м (рис.), выполнены полевые испытания грунтов методами CPT и SPT.

В геоморфологическом отношении выделяются: зона пляжа шириной 25-35 м с крутым абразионным уступом высотой 6-8 м с уклоном до 40^{o} и пологий приводораздельный склон, поросший густой лесной растительностью. Абсолютные отметки рельефа в пределах участка работ уменьшаются с запада на восток с 85 до 0 м БС77. Водораздельные пространства пологоволнистые, плоские. Склоны водоразделов осложнены промоинами, оврагами и балками. Глубина вреза балок достигает 20-40 м.

Верхняя часть геологического разреза представлена коренными неогеновыми отложениями, т.н. «Галатская свита» – gN_1 и характеризуется чередованием песчаных и глинистых слоев. Горные породы встречаются в виде слоев и прослоев, мощностью до 1-2 м, составляющие до 20% вскрытого геологического разреза (циклические пачки песчаников, алевролитов, мергелей, реже известняка, переслаивающиеся с песчаными отложениями). Коренные отложения перекрываются почвенно-растительным слоем, нерасчлененными элювиально-делювиальными верхнечетвертичными-современными коричневыми, желто-коричневыми и красно-коричневыми песчано-глинистыми отложениями ($edQ_{III(?)-IV}$), чехлом мощностью 0,5-5 м и более. В пределах пляжной зоны отмечаются современные светло-желтые песчаные морские отложения mQ_{IV} мощностью до 3 м.

С учетом требований зарубежных стандартов – ASTM, верхняя часть геологического разреза разделена на две самостоятельные группы дисперсных грунтов: песчаные – SAND и глинистые – CLAY, SILT, что нашло отражение на рисунке. Преобладают пески желтые, коричневые с глубиной встречаются толщи серых и зеленоватых оттенков. По гранулометрическому составу пески разнозернистые: от пылеватых до крупнозернистых (fine to coarse sand – ASTM 2487), преобладают средней крупности и мелкие с включением гравия, мелкой гальки до 20-30 мм. По плотности преобладают пески средней плотности и плотные. Глинистые слои/прослои мощностью в среднем 0,1-1 м в толще коренных песков представлены коричневыми песчаными глинами, супесями; серыми, зеленовато-серыми мергелеподобными глинами (ML to CH – ASTM 2487).

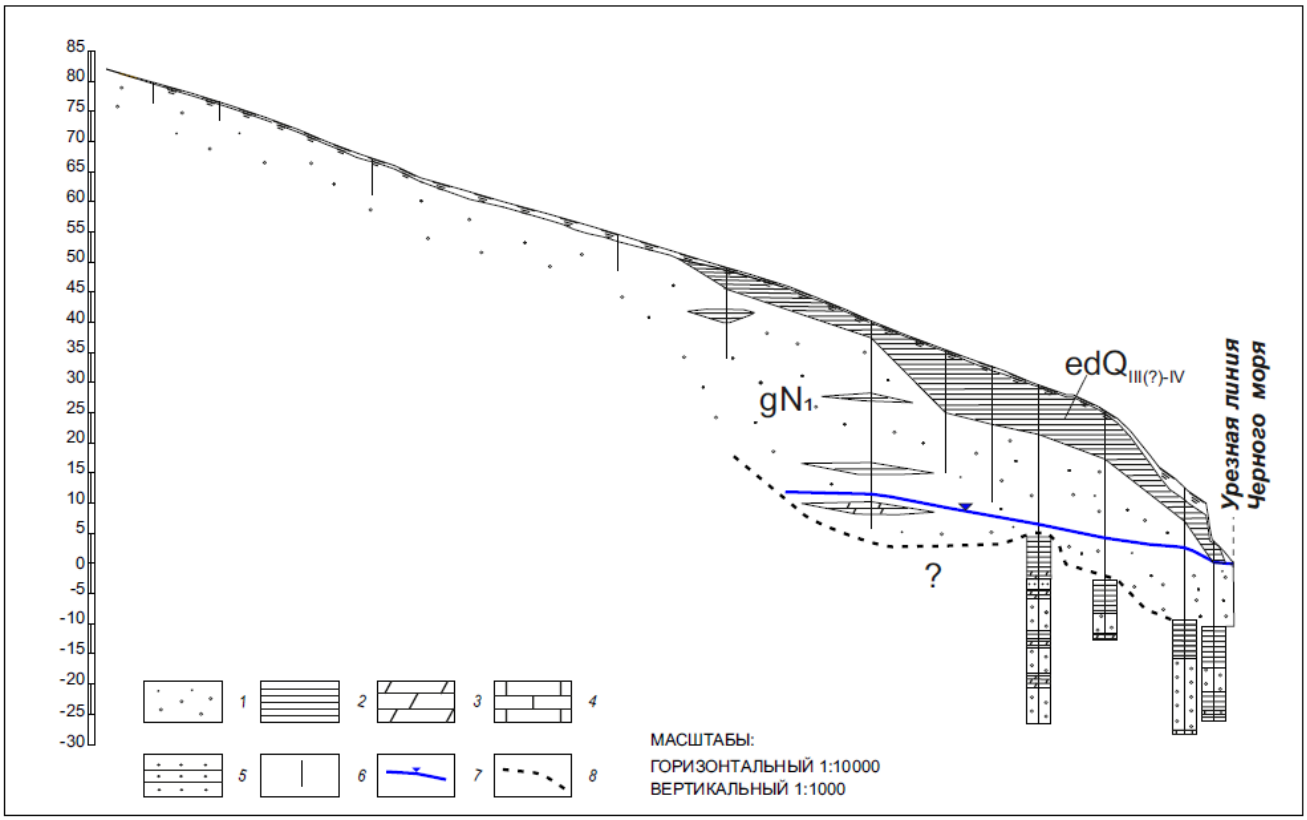
В таблице приведены некоторые результаты статистической обработки результатов лабораторных определений, выполненные в соответствии с требованиями зарубежных стандартов ASTM.

В группе SAND разброс значений сцепления и, соответственно, коэффициент вариации обусловлен включением в выборку различных по гранулометрическому составу разностей (silty sand, clayey sand , silty sand with gravel, well/poorly graded sand with silt). Мода для данной выборочной совокупности равна 1.

Для группы CLAY, SILT разброс значений недренированного сцепления и, соответственно, коэффициент вариации так же обусловлен включением различных глинистых разностей в выборочную совокупность (lean clay, fat clay, lean clay with sand, silt). Из двух анализируемых выборок исключены экстремальные значения-выбросы, которые, вероятно, обусловливаются производственно-техническим межлабораторным фактором, поскольку испытания выполнялись в двух различных лабораториях.

Значения прочностных свойств горных пород получены в соответствии с ASTM D 5607. Значения предела прочности на одноосное сжатие получены при природной влажности, в соответствии с ASTM D 7010.

Для мергелей (marlstone): Плотность в естественном состоянии изменяется от 2,2 до 2,56 г/см^3 и в среднем составляет 2,33 г/см^3 (коэффициент вариации, V – 6 %); естественная влажность изменяется от 12,3 до 21,3 %. Удельное сцепление изменяется от 77 до 96 кПа и в среднем составляет 85 кПа (V – 10 %). Угол внутреннего трения изменяется от 32 до 35° и в среднем составляет 33° (V – 3 %). Предел прочности на одноосное сжатие изменяется от 2,16 до 2,31 МПа и в среднем составляет 2,25 МПа (V – 3 %).



Обобщенный геолого-литологический разрез участка работ. 1 – песчаные отложения (группа SAND), 2 – глинистые отложения (группа CLAY, SILT). базальные слои/прослои: 3 – мергель, алевролит, 4 – известняк, 5 – песчаник. 6 – скважины. 7 – уровень подземных вод. 8 – предполагаемая литологическая граница.

Статистические данные значений плотности, прочности дисперсных грунтов

Наименование грунта, в соответствии с классификацией ASTM D 2487		Количество значений, ***n***	Нормативное (среднее) значение, ***Xn***	Среднеквадратичное отклонение, ***S***	Коэффициент вариации, ***V(%)***
CLAY, SILT*	*ρ, г/см^3*	31	1,96	0,08	4
	C, кПа	9	18	5	28
	φ°	13	30	3	12
	Su, кПа	15	172	91	53
SAND **	*ρ, г/см^3*	30	1,85	0,09	5
	C, кПа	40	5	4	75
	φ°	48	34	2	6

Примечания:
** Значения прочностных свойств получены по схеме консолидированно-дренированных испытаний (КД) в соответствии с ASTM D3080. Значения Su (сопротивление нетренированному сдвигу) получены по схеме неконсолидированно-недренированного (НН) трехосного испытания в соответствии с ASTM D2850.*
*** Для группы грунтов SAND указана максимальная плотность сухого грунта (maximum dry density), полученная по результатам стандартного уплотнения в соответствии с ASTM D689.*

Для песчаников (sandstone): Плотность в естественном состоянии изменяется от 2,27 до 2,32 г/см^3 и в среднем составляет 2,29 г/см^3 (V – 1 %); естественная влажность изменяется от 10,7 до 38,3 %. Удельное сцепление – 65 кПа, угол внутреннего трения 37° (одно испытание). Предел прочности на одноосное сжатие: от 2,57 до 4,96 МПа и в среднем составляет 3,34 МПа (V – 33 %).

Для известняков (limestone): Плотность в естественном состоянии в среднем составляет 2,24 г/см^3 (два испытания); естественная влажность по двум образцам: 12,7 и 14,6%. Удельное сцепление: 121 и 143 кПа и в среднем составляет 132 кПа (V – 12%, два испытания). Угол внутреннего трения: 35 и 36° и в среднем составляет 36° (V – 2 %,

два испытания). Предел прочности на одноосное сжатие: 2,99 и 4,37 МПа и в среднем составляет 3,68 МПа (V – 27 %, два испытания).

Подземные воды приурочены к песчаным отложениям и гидравлически связаны непосредственно с уровнем Черного моря. Воды безнапорные и вскрыты на глубинах от 3,6 м (в пределах основания абразионного уступа) до 28,7 м в пределах пологого приводораздельного склона.

В пределах приводораздельного склона (области питания атмосферными осадками) подземные воды по химическому составу характеризуются как воды гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные натриево-кальциевые, пресные, с общей минерализацией до 1 г/л. По водородному показателю среднее значение pH-7,3 – воды относятся к щелочным. Температура воды в среднем составляет 14-15˚С (холодные воды).

В прибрежно-морской части происходит разгрузка подземных вод и смешение пресных и морских вод, соответственно, воды по химическому составу хлоридные натриевые, соленые с общей минерализацией до 6 г/л (проба морской воды для сравнения – 15,6 г/л). По водородному показателю среднее значение pH-7,7 – воды относятся к щелочным.

Краткие выводы:

- Изученная верхняя часть разреза характеризуется преимущественно песчаным типом разреза. Отмечается развитие в разрезе переходных песчано-глинистых грунтовых разностей: sandy silt, sandy clay, clayey sand, silty sand – супесей, песчаных глин и др., что в конечном итоге благоприятствовало опробованию из песчаной толщи.
- Опробованные горные породы (мергель, песчаник, известняк), по лабораторным данным определения предела прочности, характеризуются пониженной прочностью (< 5 МПа). Наибольшие значения предела прочности на одноосное сжатие получены для образцов песчаника.
- По результатам полевых испытаний грунтовой толщи методами CPT и SPT установлено, что преобладают песчаные грунты средней плотности и плотные.

Список литературы:

Геология и гидрология Западной части Черного моря. Изд-во Болгарской академии наук, София, 1979. 292 с.

Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. Изд-во Болгарской академии наук, София, 1980, 318 с.

СТРАТОТИПИЧЕСКИЕ И ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ КАК ЛОКАЛЬНЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ МЕЖЛЕДНИКОВИЙ ГЛЯЦИОПЛЕЙСТОЦЕНА

Я.К. Еловичева

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, yelovicheva@yandex.ru

STRATOTYPICAL AND MAIN SECTIONS AS A LOCALE BIOSTRATYGRAPHICAL SCALES OF THE GLACIAPLEISTOCENE INTERGLACIATIONS

Ya.K. Yelovicheva, Belarussian State University, Minsk, Belarus

На современном этапе активной выработки международных климато-стратиграфических шкал гляциоплейстоцена (МИС–1-19) на геохронологической основе (изотопно-кислородных, изотопно-углеродных, инсоляционных, палеомагнитных и температурных шкал на геохронологической основе по данным изучения глубоководных океанических (атлантической, тихоокеанской, индийской), внутриконтинентальных морских (байкальской, прикаспийской) отложений и континентальных почвенно-лессовых серий (центрально-китайской, восточно-европейской, украинской), керну льда (антарктической, гренландской), которым свойственно практически непрерывное осадконакопление и льдообразование, а также данных ESP-датирования отложений с находками моллюсков (малакологическая шкала) и глобально осредненной изотопно-кислородной бентосной записью LR04 в Северном и Южном полушариях Земли**.** При этом были реально отражены объем и сложность палеогеографической обстановки последних 800 тыс. лет, в связи с чем назрела необходимость проведения межрегиональной корреляции природных событий, зафиксированных в морских и океанических толщах с континентальными отложениями палеоводоемов, изученным различными палеонтологическими методами с малочисленными абсолютными датировками и неполнотой геологической летописи.

Детальный анализ структуры выше указанных шкал, соотнесение гольштейнского (лихвинского, александрийского, мазовецкого, завадовского) межледниковья только с 11-м изотопным ярусом, а также рекомендаций по выработке стратиграфической шкалы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины (2011 г.) и сопоставления горизонтов с морскими изотопными стадиями дали основание переоценить наши представления на объем, стратиграфию и геохронологию гляциоплейстоцена, показав существенную сложность развития природной среды, чем это представлялось ранее по региональным (Беларусь – 1982 г., 2005, 2010 гг.) и межрегиональной (Восточно-Европейская равнина – 1984 г.) стратиграфическим схемам.

Решение данной проблемы в целях разработки региональных климато-стратиграфических схем заключается в анализе и переоценке уже имеющихся стратотипических и опорных разрезов, составляющих основу палинологических баз данных регионов. Как нельзя, кстати, здесь проявилось информативное значение тех из них, отложения которых были изучены по методике частого и сплошного отбора (каждые 1-2 см) проб на ана-

лиз и детальной микростратиграфии древних толщ в целях выделения на палинологических диаграммах фаз и подфаз развития растительности, желательно, с наличием абсолютных датировок. Указанное с наибольшей достоверностью позволяет определить границы горизонтов (отвечающие рангу изотопных ярусов гляциоплейстоцена – самостоятельных оледенений и межледниковий), а внутри их – подгоризонтов (подъярусов) в ранге стадий и межстадиалов, а также климатических оптимумов и разделяющих их межоптимальных (промежуточных) похолоданий. Важным является достоверное соотнесение ранга межледниковий (или потеплений) и оледенений (или похолоданий) к самостоятельным изотопным ярусам в зависимости от географического положения разрезов и их удаленности от центра оледенения.

Наиболее значимы две группы палинологически изученных автором разрезов: а) с несколькими климатическими оптимумами в течение межледниковой эпохи и 2) одновременно нескольких межледниковий в одной накопившейся толще осадков нескольких горизонтов. Вариабельность кривых подъярусов на международных шкалах с неизбежностью свидетельствует о том, что сложность палеогеографической обстановки и длительность межледниковий определялись наличием разного числа климатических оптимумов (от 1 до 3) и разделяющих их похолоданий (1-2). Доказательством самостоятельности оптимальных интервалов (инситности пыльцы и спор в отложениях термических максимумов и отсутствия в них переотложения) является выявление на диаграммах закономерных макросукцессий палеофитоценозов.

Большинство изученных разрезов с разновозрастными отложениями древнейших межледниковий показывает, что максимальное число палеоозер и палеоболот приходилось на первый оптимум межледниковий, значительно меньше – на второй, редко отмечалось в третьем, что зависело от сформированной ледником в рельефе глубины палеокотловины, вмещающей осадки разной мощности и степени ее последовательного заполнения от оптимума к оптимуму (т. е. озерность была максимальной в первый оптимум).

Мелкие палеокотловины достаточно быстро на протяжении одного и, как правило, раннего оптимума) заполнялись озерными и болотными осадками, становились погребенными по мере зарастания озер и перехода их в болота; низинные болота переходили в стадию верховых и осадки в них более активно не накапливались, и информации о дальнейшей истории палеоландшафта не имелось. Глубокие палеокотловины накапливали значительно бóльшие мощности осадков, которые после первого оптимума и промежуточного похолодания продолжали непрерывно формироваться на протяжении вторых и третьих оптимумов того же межледниковья, проходя полный и сложный цикл седиментогенеза за межледниковую эпоху и становились погребенными только под перигляциальными образованиями наступавшего впоследствии ледника. Поэтому эти мощные озерные и болотные толщи глубоководных палеокотловин становились более информативными – в них садка непрерывна от конца предыдущего оледенения (позднеледниковье), в течение всей сложной межледниковой эпохи и по начало последующего оледенения (раннеледниковье). Эти весьма редкие разрезы глубоководных котловин с отложениями двух-трех оптимумов (нескольких макросукцессий палеофитоценозов на диаграммах) в одном межледниковье выявлены на территории Беларуси (Мурава, Богатыревичи, Гончаровка – по 3, Дрозды, Порсы-Маковье – по 2 оптимума муравинского межледниковья), Нижнинский Ров, Марьянкинская Горка, Ягинещицы, Костеши – 3/2 оптимума шкловского межледниковья с абсолютными датировками МИС-7; Ишкольдь – 3 оптимума александрийского и 3 оптимума ишкольдского межледниковий, Красная Дуброва (2 оптимума беловежского межледниковья), России (Петрозаводск – 2 оптимума микулинского/муравинского межледниковья; Подруднянский, Акулово, Конаховка – по 2/3 оптимума рославльского/шкловского межледниковья), Украины (Любязь – 3 оптимума микулинского/ муравинского межледниковья; Вольное – 3 оптимума кайдакского/шкловского межледниковья; Тур – 3/4 оптимума завадовского-2/александрийского межледниковья) и др.

Ранние оптимумы в сравнении с последующими были более теплыми в климатическом отношении, макросукцессия палеофитоценозов знаменовалась полным циклом развития растительности с термоксеротической и термогидротической фазами, а во вторые и третьи оптимумы растительность после промежуточных похолоданий восстанавливалась быстрее (на территории Беларуси – это смена зон южно-таёжных и смешанных лесов широколиственными), и длительность оптимумов (особенно третьего) могла быть небольшой (практически фазы растительности можно восстановить по 1-2 образцам).

Экзотические элементы, определяющие возрастное положение ископаемой флоры гляциоплейстоцена, чаще всего приурочены к первому оптимуму, а второй и третий могут их и не иметь, в связи с чем имеются некоторые проблемы в установлении возраста вмещающих их отложений.

Речные разрезы крупных водных систем гляциоплейстоцена, как постоянно действующие водотоки с начала неогена, должны быть более информативны, чем озерные и болотные, но историю развития компонентов ландшафтов по ним можно проследить лишь по толщам образований заросших меандр и погребенных почв (возрастные «цепочки» межледниковий), а непосредственно русловые накопления несут в себе переотложенный органогенный материал и в определенной мере затрудняют установление возраста аллювия.

Наиболее информативные разрезы с несколькими самостоятельными межледниковьями, разделенные ледниковыми отложениями (мореной) или коррелятными им образованиями (песками, супесями, алевритами, почвами и лессами), выявлены на Беларуси (Ишкольдь – МИС-13– МИС-11, Колодежный Ров – МИС-11–МИС-7, а также Дробишки – МИС-14, МИС-15, МИС-16, МИС-8, МИС-6, Тесновая – МИС-19, МИС-18, МИС-15), в России (Варзуга – МИС-10–МИС-5 с абсолютными датировками), на Украине (Вольное – МИС-16–МИС-1). Обобщение данных по этим разрезам с полным ритмом седиментогенеза и фаз растительности от оледенения к оледенению и от межледниковья к межледниковью, обосновывают непрерывную летопись природных событий геологического прошлого на протяжении нескольких изотопных ярусов для выработки локальных биостратиграфических шкал гляциоплейстоцена. Как известно, внутриконтинентальный разрез оз. Байкал содержит непрерывную глубоководную садку с неогена, что не исключает такую же важную значимость и разреза Варзуга.

Анализ разновозрастных межледниковых отложений по территории региона показал, что глубины их залегания нередко сильно разнятся, что объяснялось ранее низким или высоким положением палеокотловины в рельефе, ныне также требует переоценки возраста этих образований, уже имеющих палинологические диаграммы, схожесть которых ранее была критерием их одновозрастности.

Таким образом, детальное изучение опорных и стратотипических разрезов не только с одним, но в особенности с несколькими оптимумами, а тем более разрезов с наличием двух-трех межледниковых горизонтов не только дополняют обоснование геохронологии гляциоплейстоцена по крупным межледниковым ритмам с характерными 4-мя группами пыльцевых диаграмм (голоценовой, муравинской, шкловской, александрийской), но и восполняют пробелы тех разделяющих их самостоятельных изотопных ярусов (в особенности в раннем и среднем гляциоплейстоцене: МИС-9, МИС-13, МИС-15, МИС-17, МИС-19 – с повторением тех же основных групп диаграмм), которые не были выделены в предыдущих климатостратиграфических схемах Восточно-Европейской равнины. Все это придает бóльшую значимость локальным биостратиграфическим шкалам, которыми (наряду с Чекалинской по данным Н.С. Болиховской, Байкальской по данным Е.М. Безруковой) ныне являются Нижнинская, Муравинская, Ишкольдская, Краснодубровинская, Колодежная, Варзугская, Петрозаводская, Вольное, Турская, Любязьская и др.

Изменения в стратиграфии и палеогеографии гляциолейстоцена убеждают в реальности разработанного варианта региональной стратиграфической схемы Беларуси (автор Я.К. Еловичева) и позволяет на качественном уровне провести межрегиональную корреляцию природных событий на территории Центральной Европы – Беларуси, Польши и Украины.

Предстоящая работа специалистов палеогеографов и стратиграфов заключается в детальном палинологическом изучении керна скважин и разрезов обнажений, разработке критериев (степени экзотичности) возраста отложений и флоры межледниковий, сходных по макросукцессионному ряду и типу пыльцевых диаграмм; подтверждении числа и установлении длительности климатических оптимумов межледниковых эпох; выделении и установлении ранга похолоданий: в качестве самостоятельных ледниковий, разделявших межледниковые эпохи, или только промежуточных интервалов между оптимумами межледниковий; восполнении неполноты геологической летописи, уделяя особое внимание разрезам со сложным седиментационным циклом и наличием нескольких межледниковых горизонтов; стремлении подтверждать возраст межледниковых толщ и ледниковых комплексов методами абсолютной геохронологии, которая занимает не последнее место в стратиграфии и корреляции.

РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ АМУРСКОГО ОКРУГА СТОКА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ф.И. Еникеев

Институт природных ресурсов экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия, Enikeev_geolog@mail.ru

RIVER TERRACES OF THE AMUR COUNTY RUNOFF (SOUTH-EASTERN TRANSBAIKALIA)

F.I. Enikeev, Institute of natural resources, ecology and kriology the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Chita, Pussia

В Юго-Восточном Забайкалье важным рубежом изменений условий осадконакопления в квартере является смена седиментации в условиях замкнутых озерных котловин формированием аллювиальных террас в результате внедрения на эту территорию Амурской системы рек (реки Ингода, Онон, Шилка и Аргунь). Очевидно, что время кардинальной смены обстановки осадконакопления будет определяться временем формирования самой высокой речной террасы магистральных рек.

При описании аллювиальных террас этого региона следует заострить внимание на обоснование их количества. Разными исследователями выделяются от 5 до 7 надпойменных террас (Безверхний и др., 1961; Карасев, 2002 и др.). Из шести надпойменных террас, декларируемых геоморфологом В.В. Карасевым, выделение пятой и четвертой надпойменных террас выглядит искусственным ввиду близости их относительных высот, оцененных к тому же глазомерно. По его же утверждению, ниже устья р. Борзя IV надпойменная терраса Онона эрозионная и без аллювиального чехла, а в долинах притоков она не наблюдается. В описании строения аллювия долины Онона и его притоков первая надпойменная терраса якобы вовсе отсутствует (Куриленко и др., 2010). Террасу высотой 8-9 м В.В. Карасев описывает как II-ю надпойменную(?). По результатам радиоуглеродного анализа артефактов первую надпойменную террасу он датирует поздним неоплейстоцен-голоценом (a^1III-H) (Легенда, 1998).

Очевидно, что даты моложе 10-11 тыс. лет свидетельствуют об организации древних стоянок на уже морфологически сформировавшейся террасе, не доступной летним паводкам и не характеризуют время накопления аллювия. Таким образом, I-я (a^1III-H) и II-я (a^2III_{3-4}) надпойменные террасы рек Забайкалья и по возрасту, и по высоте, и по изотопным датам являются фактически одной и той же первой надпойменной террасой.

Из семи надпойменных террас, выделенных в 1961 г. М.П. Безверхним в низовьях Онона, три самых высоких (VII – V н.п.т.) относятся к образованиям холбонской свиты ($Q_{II}hb$), занимающим разноуровненные плоские и уплощенные водораздельные пространства в интервале абсолютных отметок от 615 до 790 м. При этом первая надпойменная терраса охарактеризована им как высокая пойма и датирована голоценом (табл.).

Сопоставление надпойменных террас, выделенных разными авторами

Легенда Даурской серии листов, 1998 г.	В.В. Карасев, 2002 г.	М.П. Безверхний 1961 г.	Ф.И. Еникеев, 2001 г.
a^1III-H Аллювий I н.п.т.	^{14}C = от 1130±70 до 11314±60 лет Высота от 5 до 7м, «холод»	a^1H I н.п.т. Высота 3-4 м	a^1III_{3-4} Аллювий I н.п.т. Высота до 15 м. Каргинско-сартанский цикл
a^2III_{3-4} Аллювий II н.п.т. степановский-ошурковский	^{14}C =24300±200 ^{14}C = от 1190±130 до 26110±200 лет лет. Высота от 8 до11м, «тепло-холод»	a^2III_2 II н.п.т. высота 10-15 м	
	8-17 м «тепло-холод»		a^2III_{1-2} Аллювий II н.п.т. высота до 23 м. Казанцевско-муруктинский цикл
a^3III_2 Аллювий III н.п.т. томпинский	^{14}C = более 39200 лет. Высота от 12 до 18 м, «холод»		
a^4III_{1-2} Аллювий III н.п.т. сувинский-томпинский	высота от 35 до 40 м. криоген, «тепло-холод»	a^3III_1 III н.п.т. высота 35-50	a^3II_{5-6}br Аллювий III н.п.т. Высота до 55 – 60 м. Ширтинско-тазовский цикл
a^5II_{5-6}br Аллювий IV н.п.т. боржигантайский	высота до 55 м. «холод-тепло»	a^4II_2 IV н.п.т. высота 70-75 м	
a^6II_{3-4}hb Холбонская свита	Холбонская свита «холод-тепло»	a^5II_1 V н.п.т. (125м) a^6I VI н.п.т. (150-190м) a^7I VII н.п.т. (250м)	l,a^4II_{3-4}hb Холбонская свита

Таким образом, при критическом анализе результатов предыдущих исследований выясняется, что в долинах магистральных рек Южного Забайкалья просматриваются только четыре надпойменные террасы (таблица). Из них самая высокая холбонская (l,a^4IIhb) не принадлежит современной речной системе, а отвечает условиям бассейновой седиментации в области замкнутых озерных котловин, существовавших до внедрения Амурской системы рек. Отложения озерно-аллювиального генезиса залегают в кровле рыхлого чехла впадин забайкальского типа (альтитуда поверхности от 600 до 790 м) и перекрывают плоские и уплощенные поверхности водоразделов низкогорного обрамления до отметок 900-1000 м (Еникеев и др., 2001; Еникеев и др., 2009). На правобережье нижнего течения р. Онон (Караксарская впадина) из отложений холбонской свиты определен возраст 237 ± 50 тыс. л. (РТЛ-296 МГУ), который соответствует 8-ой холодной стадии или четвертой ступени среднего звена неоплейстоцена, т. е. эпохе самаровского оледенения Восточной Сибири.

Привлечение тектонических подвижек для формирования террас в этой самой стабильной в неотектоническом отношении территории Забайкалья базируется на голословном утверждении и приводит к логической «западне», когда высоты террас объясняются неотектоникой, а тектоническая активность оценивается высотой террас. Очевидная причина резкого колебания водности (энергии) водотоков в неоплейстоцене – это глобальные и контрастные климатические изменения «тепло-холод», связанные с четырьмя последними климатическими инволюциями в самаровско-голоценовое время, определившими образование четырех цикловых террас.

Среднее звено, пятая и шестая ступени (Q_{II5-6}). К этим ступеням среднего неоплейстоцена относится боржигантайский аллювий третьей преимущественно цокольной надпойменной террасы (a^3II*br*), прослеживающийся фрагментарно узкой полосой под склонами долин рек Ингода, Онон, Шилка и их крупных притоков. В связи с тем, что площадка террасы повсеместно имеет наклон к оси долины, высота бровки над поймой подвержена значительным колебаниям от 40 до 53-60 м.

Сводный стратотипический разрез Караксары расположен на правом берегу Онона, в 3 км ниже устья р. Улятуй (Корнутова и др., 1967). Стратоген перекрывает отложения устькиранского (самаровского) горизонта среднего неоплейстоцена (Стратиграфия СССР…, 1984). Термолюминесцентный возраст пробы из верхней части песчаного горизонта (205 ± 20 тыс. лет, РТЛ-295 МГУ) соответствует 7-ой изотопной стадии или пятой ступени среднего звена неоплейстоцена (Симонов и др., 1988).

Подтверждением «теплого» низа и «холодного» верха аллювия боржигантайской террасы служат результаты палинологического анализа и криотекстурные особенности. Спорово-пыльцевые спектры из основания отложений состоят из пыльцы древесных растений: древовидной березы, кустарниковой березки, ольхи, сосны обыкновенной. Присутствуют единичные зерна широколиственных представителей: лещина, липа, клен. Выше по разрезу отмечается резкое изменение растительности в сторону развития полынной степи с редкими долинными зарослями березы и ольхи. Из кровли отложений террасы тазовского уровня получен спорово-пыльцевой спектр перигляциальной степи с горно-тундровыми элементами. В верхней части аккумулятивного чехла террасы в горизонте с криогенными текстурами обнаружены остатки *Bison priscus, Mammunthus* sp., *Coelodonta aniquitatis*, *Dicerorhinus* sp., *Equus* cf. *Hemionus* Pall., *Camelus bactrianus* L., *Cervus elaphus* L., свидетельствующие, по мнению Э.А. Вангенгейм, о формировании вмещающих осадков во второй половине среднего неоплейстоцена (Карасев, 2002).

Весь комплекс данных свидетельствует, что время формирования отложений боржигантайского аллювия отвечает концу ширтинского термохрона и началу тазовского криохрона (второй криомер) (Стратиграфия СССР….1984).

Учитывая, что отложения речных террас отделены от средненеоплейстоценового равнинного аккумулятивного поля (холбонская свита) значительным эрозионным врезом, можно сделать вывод о глубокой попятной эро-

зии русел магистральных рек Амурского бассейна, внедрившихся в ранее существовавшую систему замкнутых озерных котловин юга Восточного Забайкалья. Это произошло не позднее 205 ± 20 тыс. лет назад.

Верхнее звено, первая и вторая ступени (Q_{III1-2}). К этим ступеням позднего неоплейстоцена относится аллювий второй цокольной надпойменной террасы (a^2 III_{1-2}) высотой до 23 м. Она прослеживается фрагментарно, в основном, по долинам рек Ингода, Онон, Шилка и их крупных притоков.

Верхнее звено, третья и четвертая ступени (Q_{III3-4}). К этим ступеням позднего неоплейстоцена относится аллювий первой надпойменной террасы (a^1 III_{3-4}) высотой от 8 до 15 м. Она развита фрагментарно по долинам основных рек и их притоков и прислонена ко второй надпойменной террасе.

По данным палинологического анализа, палеонтологическим находкам и наличию криотурбаций в верхних горизонтах аллювия можно сделать вывод, что время формирования второй и первой надпойменных террас захватывает соответственно предпоследний и последний термо-криохроны позднего неоплейстоцена.

Список литературы:

Опубликованные:

Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. – Чита: ЧитГУ, 2009. – 370 с.

Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. – Чита: ФГУГП «Читагеолсъемка», 2002. – 128 с.

Симонов Ю.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М. Возраст, палинология и режим формирования «белесой» толщи в Восточном Забайкалье // Известия АН СССР, серия геологическая, 1988, – № 5. – С. 136 – 139.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. – М.: Недра, 1984. – 311 с.

Росгеолфондовые:

Безверхний М.П., Звонкова М.Б., Безпеченский В.С. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-50-40-А. Отчет Кулиндинской геолого-съемочной партии за 1960 год. ЧГУ. Чита. 1961. Еникеев Ф.И., Старышко В.Е., Сулимова Н.Ю. Составление карты кайнозойских отложений Читинской области масштаба 1:1 000 000 / Отчет Тематической партии по теме 204 за 1998-2001 гг. –Фонды ПГО «Читагеология», – Чита, 2001. –137 с.

Корнутова Е.И., Хотина Е.Б. Отчет по теме № 17. «Стратиграфия четвертичных отложений юга Забайкалья». – Л.; ВСЕГЕИ, Геолфонды ЧГУ, 1967. – 423 л.

Куриленко А.В., Ядрищинская Н.Г., Раитина Н.И. и др. Отчет о результатах работ по объекту № 1-13/07. «ГДП-200 листов М-50-XIII, -XIV, -XX (Цасучейская площадь)”. – Росгеолфонды, Чита, ОАО «Читагеолсъемка», – 2010. – 590 л.

Легенда Даурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000. (Объяснительная записка). – Чита, 1998ф. – 58 с.

ТЕМПЫ ЭНДОГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В КВАРТЕРЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ф.И. Еникеев

Институт природных ресурсов экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия, Enikeev_geolog@mail.ru

THE RATE OF ENDOGENOUS CONVERSION OF TOPOGRAPHY IN THE QUATERNARY (EASTERN TRANSBAIKALIA)

F.I. Enikeev, Institute of natural resources, ecology and kriology the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Chita, Pussia

В многочисленных публикациях, затрагивающих мезо-кайнозую историю развития рельефа Забайкалья и Прибайкалья, исследователи анализируют темпы эндогенного преобразования земной коры в целом или отдельных ее блоков разного ранга. При этом авторы утверждают о неотектонической активизации в среднем и позднем неоплейстоцене, а также в голоцене с амплитудами вертикальных перемещений до нескольких сотен метров (Уфимцев, Сизиков, 1966; Олюнин, 1978; Золотарев, 1958; История …, 1982, Девяткин, 1981; Нагорья …, 1974; Бондарев, 1975; Вдовин, 1976 и др.). Некоторые из них утверждают, что рельеф в среднем неоплейстоцене существенно отличался от современного. Он совпадал только с абрисом подновленных в неотектонический этап основных морфоструктур, заложенных в мезозое (Киселева, 2000).

Очевидно, что Забайкалье и Байкало-Становое нагорье являются одним из наиболее благоприятных мест для выработки критериев оценки эндогенного преобразования рельефа во второй половине неоплейстоцена. Этому способствуют молодость морфоструктур Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) – 30-33 млн. лет (Обручев 1938; Еникеев и др., 2009), заложенных вкрест образованиям мезозойского и раннеальпийского этапов тектогенеза, большая амплитуда рельефа, его блоковое строение и наличие датированных протяженных линейных гляциальных и перигляциальных аккумулятивно-деструктивных образований. К ним относятся береговые морены неоплейстоценовых ледников и аккумулятивно-абразионные уровни прибрежной переработки берегов ледниково-подпрудных озер.

Неоплейстоценовые ледники, продвигаясь от осевых частей хребтов к периферии, оставили четкие насыпные гряды береговых морен, пересекающие поперек тектонические ступени. Время образования наиболее оформленных гряд соответствует максимальным стадиям каждого оледенения. Протяженные валы береговых морен прослеживаются от подножья хребтов до значительных высот (до палеофирновой границы). «Повторное нивелирование» по естественно-природным профилям береговых морен с временным просветом в 18-20 тыс.

лет, 60-70 тыс. лет и 150-180 тыс. лет в некоторой степени гарантирует получение истинной скорости эндогенного преобразования лика Земли дифференцированными движениями. Фактически это датированные «нивелировочные» линии, оставленные самой природой. Многолетние и многочисленные наблюдения мест их пересечения с границами необлоков, определяющих ступенчатое строение мегасклонов основных хребтов БРЗ, показали, что нет разрывов и деформаций не только поздненеоплейстоценовых абляционных гряд, но и береговых морен тазовского времени. В Кодаро-Удоканской зоне зафиксированы только два пункта со сбросами в 2 и 20 м. Последний замер получен в Чарской кайнозойской впадине на Кодарском линеаменте в устье Среднесакуканского трога. Природа деформации береговой морены сейсмогенная, так как установленный 20-метровый сброс на правой стороне трога не проявился разрывом сплошности береговой морены под левым склоном. Разрыв на контакте разных сред обусловлен не общим поднятием кодарского мегаблока или опусканием фундамента Чарской впадины, а высотой сейсмической волны и сейсмоударным отседанием рыхлых отложений от ее коренного борта на коротком участке линеамента (Еникеев и др. 2009).

Аналогичные наблюдения проведены вдоль протяженного и хорошо выраженного уровня волноприбойных береговых преобразований ледниково-подпрудного палеоозера в бассейне р. Витим, возникавшего в эпохи оледенений. Сартанская и муруктинская аккумулятивно-абразионная двойная полоса на уровне «зеркала» былого озера (860 и 880 м) пересекает не только БРЗ от Северо-Муйского до Южно-Муйского хребта, но и прослеживается в бассейне Витима далеко на юг от Байкало-Станового нагорья. Специфичный сложно построенный контрастный «первично-тектонический» рельеф на этом пространстве восстанавливается достаточно просто и однозначно морфометрическими методами (Философов, 1960). Несмотря на пеструю морфоструктурную картину, оформившуюся как в неотектонический этап (БРЗ), так и в мезо-кайнозойский цикл тектогенеза (Витимо-Олекминское междуречье), уровень палеоозера сохраняет постоянную высоту на склонах высоких горных хребтов, массивов (г. Шаман, 2363,4 м) и на просторах низкогорного рельефа бассейна Витима.

Отсутствие разрывов и смещений гляциальных и лимнических линейных форм на границах морфоструктур различных порядков позволяет сделать вывод, что «невидимые» тектонические движения становятся ощутимыми только в достаточно широких хронологических рамках и проявляются тем отчетливее, чем с большими отрезками времени приходится иметь дело. Становится очевидным, что элементарный временно́й шаг для оценки неотектонической активности БРЗ, когда «невидимые» блоковые деформации становятся видимыми, должен быть не менее 100-150 тыс. лет.

На остальной территории Восточного Забайкалья, расположенной вне Байкальской рифтовой зоны, минимальный временной шаг для установления интенсивности эндогенного преобразования рельефа, вероятно, не менее 300 тыс. лет. На это указывают абс. отметки тыловых закраин песчаных массивов в бассейнах рек Селенга, Худан, Хилок, Чикой, Ингода, Онон и Аргунь (Хайларские пески КНР). Рельефообразующие песчаные массивы сформировались в прибрежной зоне обширного Забайкальского приледникового палеоозера эпохи самаровского похолодания (242-301 тыс. лет назад). Со времени накопления отметки тыловых закраин массивов песков максимального (1000-1020 м) и стабилизированного (880-900 м) уровней не изменили своего высотного положения (Еникеев и др., 2009). И это на территории, принадлежащей различным структурно-тектоническим зонам Сибирского кратона (Западно-Становая зона), Монголо-Охотского коллизионно-аккреционного пояса и Агинской плиты, которая разделяет Восточно-Забайкальский и Хэнтэй–Даурский мегасводы. Здесь любые тектонические напряжения должны проявиться разнонаправленными деформациями земной коры в соответствии с многочисленными и контрастными положительными и отрицательными гравитационными аномалиями. Рельеф, обусловленный эндогенными процессами, сформировался за весь мезо-кайнозойский этап, то есть за 100 млн. лет. В этом временно́м интервале «просвет» в 300 тыс. лет представляет собой весьма скромную 330-ю часть.

Таким образом, основные свои черты рельеф Забайкалья приобрел облик близкий современному задолго до неоплейстоцена. Об этом свидетельствует неизменная высота тыловых закраин специфических образований Забайкалья (песчаные массивы). Учитывая, что участки с максимальными для внерифтовых зон 1000-метровыми перепадами высот земной поверхности сформировались в мезо-кайнозойский этап, то состоявшаяся за послесамаровское время величина вертикальных перемещений геоблоков не превысит первых метров. В зонах умеренных градиентов дифференцированных новейших движений (при средних амплитудах рельефа в 200-300 м) величина эндогенной деформации земной поверхности за вторую половину неоплейстоцена выразится в долях метра.

Если согласиться с утверждением о тектонической дифференциации рельефа в среднем и позднем неоплейстоцене (300 тыс. лет) в сотни метров, то столько же останется или даже меньше на весь мезо-кайнозойский этап (100 млн лет). Это вряд ли можно как-то обосновать, исходя из общей динамики тектонического развития и эндогенного преобразования рельефа Забайкалья и Прибайкалья.

Причиной сложившейся в последние 70-60 лет экспансии «суперактивной» (альпийской и новейшей) тектонической парадигмы послужил акцент подавляющего большинства исследователей, главным образом, на выявление быстрых и мгновенных эндо- и экзодинамических процессов и явлений (Нагорья…1974; Кукал, 1987 и др.). Искусственное насыщение монографий, статей, учебных пособий, методических рекомендаций и т.д. сведениями только о фактах интенсивных геодинамических процессов создает в конечном итоге деформированное представление о скорости преобразования рельефа. Контрприемом этим представлениям могут служить наблюдения, где фиксируются нулевые отсчеты и замеры в местах развития контрастного рельефа или выяснение периодичности быстрых процессов. В данном случае чередование подготовки и реализации их в одном и том же месте (на объекте) даст усредненную во времени величину эндогенного преобразования с многократным уменьшением темпов геологических процессов и явлений. К примеру, если смещение между блоками при

землетрясении составит 15-20 см, то при повторяемости сильных землетрясений в 500 лет (Сейсмотектоника…, 1982) оно будет всего 0,03-0,04 см/год.

Автор убежден, что нулевые отсчеты в узловых точках (их гораздо больше) несут ту же информационную нагрузку и столь же правомочны, как и любые замеры отличные от «0».

Список литературы:

Бондарев Л.Г. Ледники и тектоника. – Л.: Наука, 1975. – 132 с.

Вдовин В.В. Основные этапы развития рельеф. – М.: Наука, 1976. – 270 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. – М.: Наука, 1981. – 192 с.

Еникеев Ф.И. Поздний кайнозой Северного Забайкалья и палеоклимат юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, – № 8. – С. 794-804.

Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. – Чита: ЧитГУ, 2009. – 370 с.

Киселева З.Н. Рельеф и золотоносные россыпи Восточного Забайкалья. – Чита: ЗабИЖТ, 2000. – 255 с.

Золотарев А.Г. Следы древнего оледенения в бассейнах рек Малая Кункудери и Додыхта (восточная часть Северо-Байкальского нагорья) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 3(24). – Иркутск, 1958. – С. 30-41.

История развития впадины оз. Байкал / Н.А. Флоренсов [и др.] // Позднекайнозойская история озер в СССР (к XI Конгрессу ИНКВА в СССР, Москва, 1982 г.). – Новосибирск, 1982. – С. 6-11.

Кукал Зденек. Скорость геологических процессов: Пер. с чешск. – М.: Мир, 1987. – 246 с.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / ред. Н.А. Флоренсов. – М.: Наука, 1974. – 359 с.

Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового / В.В. Николаев [и др.] – Новосибирск: Наука, 1982. – 149 с.

Обручев В.А. Геология Сибири в 3 т. Т 3. Мезозой и кайнозой. – М.; Л.: АН СССР, 1938. – 1357 с.

Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. – М.: Наука, 1978. – 276 с.

Уфимцев Г.Ф., Сизиков А.И. Фрагменты древней гидросети в районе нижнего течения Блудной (Центральное Забайкалье) // Вестн. науч. информ. Забайк. отд-ния Всесоюз. геогр. о-ва. – Чита, 1966. – № 5. – С. 57-62.

Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов: Гос. ун-т, 1960. – 94 с.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ф.И. Еникеев, С.А. Решетова

Институт природных ресурсов экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия, Enikeev_geolog@mail.ru

PROBLEMS OF STRATIGRAPHY OF THE SEDIMENTS IN THE LOWER PLEISTOCENE (SOUTH-EASTERN TRANSBAIKALIA)

F.I. Enikeev, S.A. Reshetova, Institute of natural resources, ecology and kriology the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Chita, Russia

Четвертичные отложения юга Забайкалья четко различаются по условиям формирования во времени. Своеобразие осадконакопления выразилось в том, что до среднего неоплейстоцена аккумуляция отложений происходила в условиях замкнутых озерных котловин, занимавших обширные пространства южного Забайкалья и сопредельных северных территорий Китая и Монголии. Оно характеризовалось относительно последовательным наслоением разновозрастных аллювиальных и озерных осадков в условиях нестабильного режима водоемов («белесая толща»). С тазовского времени в результате внедрения в Забайкалье Амурской системы рек режим накопления сменился, главным образом, в сторону формировании аллювиального террасового комплекса, отвечающего современному абрису речных систем.

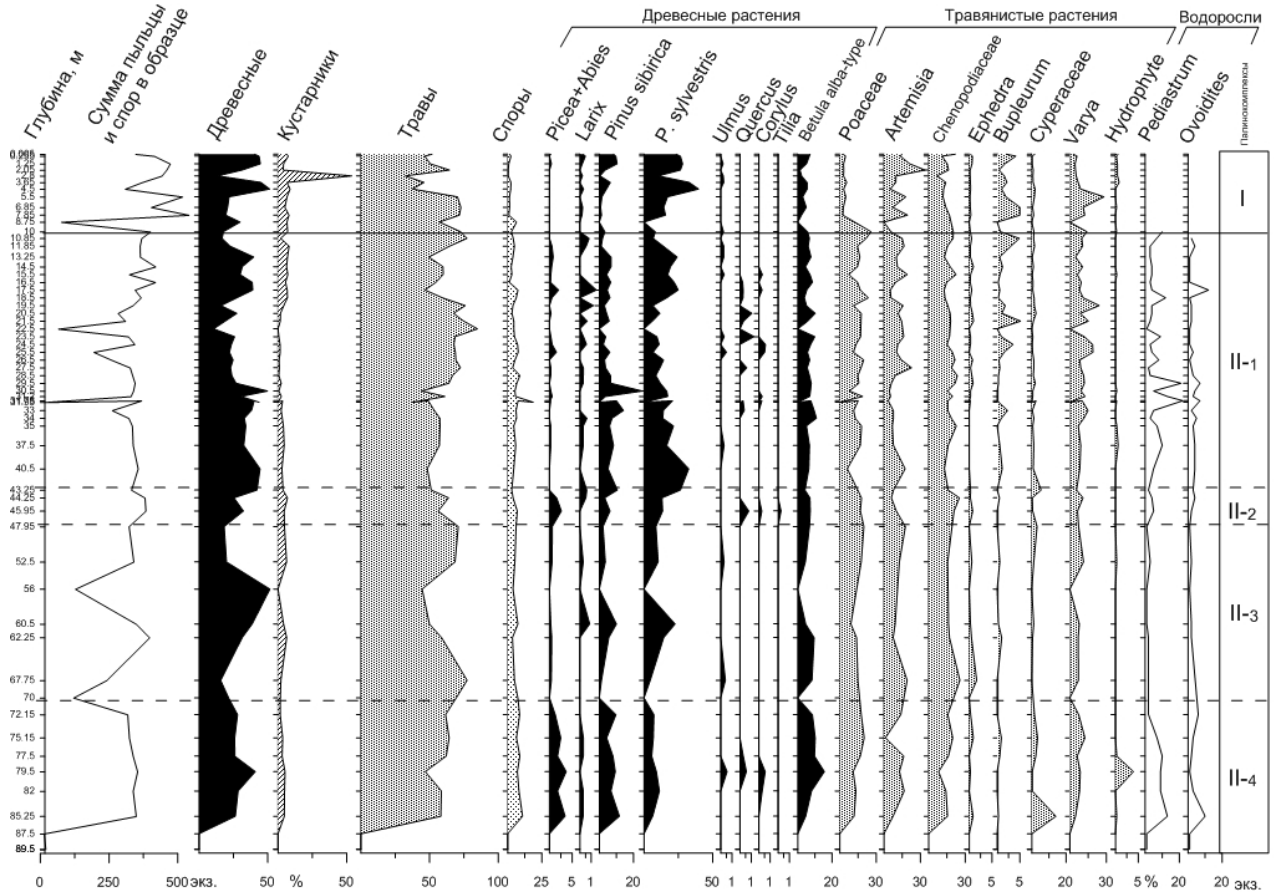
Ранее отложения «белесой толщи», слабо подчиненные современной орогидрографии, были объединены в кангильскую свиту (Корнутова и др., 1967) и относились к неоген-четвертичной системе. Впоследствии она была расчленена на цасучейскую (N_2^3-Ecs) и холбонскую (Q_{II}hb) свиты (Симонов и др., 1986; Симонов и др., 1988). Принятое Межведомственным стратиграфическим комитетом положение границы четвертичного периода по основанию гелазия увеличило возрастной интервал квартера до 2,6 млн. лет (Постановления…, 2012). При такой трактовке стратиграфический объем цасучейской свиты, подстилающей неоплейстоценовые отложения, не превышает продолжительности эоплейстоцена (Ecs).

Таким образом, в разрезе рыхлого чехла межгорных впадин и уплощенных форм низкогорного обрамления возник стратиграфический «разрыв» между эоплейстоценом и средним неоплейстоценом.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из отложений цасучейской свиты, характеризуют растительность, отличающуюся от поздней плиоценовой флоры присутствием таксонов четвертичного времени: сосна обыкновенная, береза, ель обыкновенная, пихта, лиственница, ива, ольха, ольховник и кустарниковые березки. Наряду с ними установлено участие в древостое реликтов термофильной растительности: липа, орех, дуб, лещина, каштан, ясень, вяз; экзотических хвойных: тсуга, разные виды елей, сосны (п/р *Haploxylon* – кедровидная сосна). Описанный комплекс отражает состав растительных сообществ, соответствующий ранним эпохам квартера (Е).

Ранний неоплейстоцен (Q_I). Выделение отложений нижнего звена неоплейстоцена на современном уровне знаний затруднено во всем Южном Забайкалье ввиду крайне ограниченного количества дат установленных физическими методами, а также отсутствием убедительных палеонтологических и палинологических данных, отражающих обстановку осадконакопления этой эпохи.

С целью ликвидации возникшего пробела и в связи с «поиском» в раннем неоплейстоцене утвержденных МСК восьми ступеней (Постановления.., 2012), обусловленных глобальными климатическими колебаниями, нами получена непрерывная на всю толщу рыхлых отложений (от эоплейстоцена до среднего неоплейстоцена) картина динамики растительности центральной части Цасучейской впадины (рис.). Здесь наиболее полно и с максимальной мощностью представлены отложения квартера.



Спорово-пыльцевая диаграмма рыхлого чехла Цасучейской впадины (скв. 4).

По результатам палинологического анализа в интервале между холбонской (палинокомплекс I) и цасучейской (палинокомплекс II-4, II-3) свитами характер растительности, восстанавливаемой согласно полученным спорово-пыльцевым спектрам, не позволяет выделить горизонты, отвечающие криохронам всего раннего (палинокомплексы II-2, II-1) и низов среднего (палинокомплекс I) неоплейстоцена. Динамика растительности отражает только тенденцию общего понижения среднегодовых температур воздуха в последовательности термохронов и свидетельствует, в какой-то мере, о цикличности лимнических и суходольных условиях седиментации осадков. В спектрах II-4 (интервал 90-70 м) из гидрофитов определена пыльца ежеголовника (*Sparganium* sp.), водной гречишки (*Polygonum amphibium* L.) и рдеста (*Potamogeton* sp.). Обильны зеленые и зигнемовые водоросли. Более влажными условиями накопления осадков характеризуются также интервалы 47,95-44,25 м (палинокомплекс II-2). В интервале 44,25-10 м (палинокомплекс II-1) отмечается 4-х кратное увлажнение климата. Не исключено, что повышенным увлажнением в этом регионе с семиаридным климатом могут характеризоваться эпохи похолоданий.

Современное состояние изученности юго-восточного региона Забайкалья позволяет проанализировать два предварительных варианта специфики осадконакопления.

1. Вариант неотектонический. Воздымание всего региона → врез речной сети → аккумуляция нижненеоплейстоценового аллювия на участках эрозионного переуглубления (Симонов и др., 1988), представленного холуйской свитой (Карасев, 2002).

Данный взгляд базируется на том, что разрез с ТЛ-датами вскрыт в эрозионной части долины р. Борзя (пос. Холуй-База, скв 320). Это позволило Ю.Г. Симонову высказать предположение, что аккумуляции нижненеоплейстоценовых отложений предшествовал глубокий врез речной системы, обусловленный неотектонической активизацией данной территории. Такого взгляда придерживается и В.В. Карасев. В некоторых места Цасучейской впадины в скважинах им установлены осадки со спектрами даурской лесостепной флоры и редкими представителями широколиственных. Они идентифицируются как нижненеоплейстоценовые и помещаются в искусственно нарисованные врезы в толще цасучейской свиты (Куриленко и др., 2010).

Неотектонической парадигме противоречат выдержанные по высоте террасы рек Ингода, Онон и Шилки, несмотря на то, что долины магистральных рек пересекают не только различные структурно-тектонические зоны, но и обусловленные мезокайнозойской тектоникой разновысотные морфоструктуры этого региона.

2. Вариант климатический. До внедрения в область замкнутых озерных котловин Амурской системы рек формирование трансгрессивных и регрессивных озерных и аллювиальных осадков подчинялась следующим особенностям. Резкое уменьшение испарения в эпохи похолоданий приводило к расширению акватории озер. Основная аккумуляция материалов денудации осуществлялась в прибрежных (периферийных) районах седиментационных бассейнов. В центральных частях накопление осадков происходило в минимальных количествах. Примером могут служить возникшие еще в миоцене бессточные Торейские озера, на дне которых обнажаются породы коренного ложа. В эпохи термохронов увеличение испарения приводило к сокращению площади озер. Аккумуляция рыхлых отложений смещалась к центральным частям бассейнов (Цасучейская, Урулюнгуйская впадины и район озера Далай-Нор – Китай). Естественно, что спорово-пыльцевые спектры всей толщи отражают растительность периодов потеплений. В частности, в выше упомянутой скважине 320, расположенной в долине р. Борзя (пос. Холуй-База), термолюминесцентный возраст отложений на глубине 7,0 м (607±150 тыс. лет) отвечает пятой «теплой» ступени раннего неоплейстоцена. А на глубине 13,0 м (763±160 тыс. лет) соответствует первой ступени, тоже «теплой» (Симонов и др., 1988). Спорово-пыльцевые спектры в этом интервале характеризуются лесостепными ассоциациями, также подтверждающими «теплые» условия в период формирования отложений. В группе древесных преобладает сосна обыкновенная и различные березы (много кустарниковых, есть ольха), в отдельных пробах отмечается лиственница до 5-7%. Постоянно, но в небольших количествах присутствует сосна сибирская. В отдельных образцах определена пыльца ольхи, лещины, вяза, липы, дуба. Ритмика термо- и криохронов палинологическим методом не выявляется.

Очевидно, что решение проблемы формирования осадков раннего неоплейстоцена невозможно без проведения массовых определений дат физическими методами. По интервальному опробованию на ТЛ-анализ подлежат преимущественно опорные разрезы с максимальными мощностями отложений квартера.

Список литературы:

Изданные материалы:

Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. – Чита: ЧитГУ, 2009. – 370 с.

Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. – Чита: ФГУГП «Читагеолсъемка», 2002. – 128 с.

Постановления межведемственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, – 2012, – вып. 41. – 45 с.

Симонов Ю.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М. Возраст, палинология и режим формирования «белесой» толщи в Восточном Забайкалье // Известия АН СССР, серия геологическая, 1988, – № 5. – С. 136 – 139.

Фондовые материалы:

Куриленко А.В., Ядрищинская Н.Г., Раитина Н.И. и др. Отчет о результатах работ по объекту № 1-13/07. «ГДП-200 листов М-50-XIII, -XIV, -XX (Цасучейская площадь)". – Росгеолфонды, Чита, ОАО «Читагеолсъемка», – 2010. – 590 л.

Симонов Ю.Г., Микляев И.А., Владимирова Г.А., Корольков И.Н., Крамаренко Г.С., Малаева Е.М., Туркова М.Е., Симонова Н.Ю., Кузнецова Л.Т. Отчет «Перспективы золотоносности неогеновых отложений Забайкалья (бассейн р. Шилки)» – М.: МГУ,1986. – 286 с.

Корнутова Е.И., Хотина Е.Б. Отчет по теме № 17. «Стратиграфия четвертичных отложений юга Забайкалья». – Л.; ВСЕГЕИ, Геолфонды ЧГУ, 1967. – 423 л.

ДЕГАЗАЦИОННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ ОЗЕРНО-ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ. СВИДЕТЕЛЬСТВА И ФАКТЫ-ПРИЗНАКИ

В.А. Епифанов

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), Новосибирск, Россия, v-pif@sniiggims.ru

FORMATION OF LACUSTRINE-TUNDRA LANSCAPES UNDES DEGASSING CONDITIONS. EVIDENCES AND ATTRIBUTES

V.A. Epifanov, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (FGUP SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia

Озерно-тундровый ландшафт развит в зоне многолетнемерзлых пород (часто называемых «вечной мерзлотой» – ВМ) в пределах Арктики – основного региона добычи российской нефти и газа, имеющего высокий углеводородный (УВ) потенциал и перспективу развития.

Широко распространенные в арктической тундре малые и средние (первые сотни метров) одиночные озера обычно имеют округлую форму, относительно большую глубину (от первых – до десятков метров) и являются истоками небольших водотоков. Как правило, несколько таких озер соединяются протоками и вместе со старичными создают сложно ветвящуюся гидросеть, формирующую типичный ландшафтный облик северной тундры. Иногда группы небольших озер объединены в относительно крупные (первые километры) водоемы, в которых мелководья чередуются с ямами глубиной до десятков метров.

В настоящее время общепринято, что *образование* ВМ является производным от климата и связано оно с длительным и существенным похолоданием, в результате которого почво-грунты и горные породы способны

охлаждаться до отрицательных температур на глубину в сотни метров (до 1,5 км), а присутствующая в них вода превращается в лед. Высокую заозеренность северных территорий (в отдельных районах достигающую 50%) принято связывать с вытаиванием подземных льдов и образованием отрицательных форм рельефа (термокарстом), и *причину* этого тоже видят в климате – существенном потеплении. Такие «традиционные-классические» представления весьма устойчивы и порой категоричны: «Ничем другим невозможно объяснить такое большое здесь количество озер» (Бешенцев, 2015, с.76).

Более 10 лет автор разрабатывает и публикует модели дегазационного возникновения и деградации оледенений и связанных с ними механизмов осадконакопления и формирования ландшафтов (Епифанов, 2003-2014). Сделано более 30 докладов, в т.ч. четыре на VII Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 2011 г.), однако, недавние находки дегазационных воронок для исследователей стали «большой новостью».

В 2013-2014 гг. на севере Сибири было обнаружено несколько уникальных природных объектов, привлекших особое внимание СМИ и оказавшихся новыми и неожиданными для геологов, географов, мерзлотоведов. Это круглые вертикальные полости (колодец-воронка) с изначальными диаметрами устьев от 4 до 25 м, образованные в многолетнемерзлых четвертичных отложениях и проникающие на глубину 40-100 и более метров до нижележащих кайнозойских и мезозойских отложений. Вблизи устьев располагаются выбросы-вывалы глыб льда и горных пород. Изучавшие объекты специалисты связывают формирование их с напорными газовзрывными и пневмато-газовыми выбросами. Идеально круглая форма и гладкая «пришлифовка» стенок воронок указывают на вихревое движение напорных газов.

Бованенковская воронка (рис., А) обнаружена в 30 км южнее нефтегазоконденсатного месторождения «Бованенковское», в западной части п-ова Ямал. Во время ее изучения (лето-осень 2014 г.) внутренний диаметр не превышал 25 м, глубина воронки от бруствера до уровня воды составляла 35 м, а до дна – около 42 м. Анализ космоснимков показал, что в этом месте ранее был булгуннях (Богоявленский, 2014). Гладкие стенки воронки-колодца от дна до бруствера сложены массивным льдом с примазками натекшего глинистого материала.



*Дегазационные воронки (**А** – «Бованенковская», **Б** – «Антипаютинская», **В** – «Дерябинская»); котлован, образованный на месте «Дерябинской» воронки (**Г**) и космический снимок (**Д**) местоположения котлована («звездочка») с элементами дешифрования (**Е**).*

Антипаютинская воронка (рис., Б) расположена в западной части п-ова Таз в 90 км к северо-западу от пос. Антипаюта. Момент ее образования случайно наблюдали местные оленеводы 27 сентября 2013 г. Сначала они увидели на горизонте дымку, со временем превратившуюся в туман, затем землю тряхнуло, и в этом месте произошла вспышка. Диаметр образовавшейся круглой глубокой воронки в июне 2014 г. составлял около 16 м.

Дерябинская воронка (рис., В) находится в 20 км севернее неразрабатываемого Дерябинского газоконденсатного месторождения на левобережье начала Енисейского залива. Воронка была обнаружена в конце марта 2013 г. оленеводами, отметившими, что вокруг воронки в радиусе 1 км разбросаны земля, песок, лед. Диаметр ее сразу после образования составлял около 4 м, глубина более 100 м. За счет термоабразии спустя всего два летних сезона воронка превратилась в округлый заполняющийся водой котлован (рис., Г). На начало сентября 2014 года его диаметр составлял около 65-70 м, высота стенок достигала 10 м, а глубина у южного борта – около 18 м (Епифанов, 2014). Котлован располагается на склоне и отделен от образованного ранее озера 10-метровой перемычкой мерзлых пород. Ожидается, что за лето 2015 года она разрушится, и «старое» озеро сольется с котлованом, образовав изометричный водоем, либо на некоторое время они соединятся короткой протокой.

Итак, современная напорная дегазация недр является фактом. Процессы «нетрадиционного» образования озер, осадконакопления, формирования рельефа (и прочие) теперь доступны полевому изучению. Его результаты, безусловно, внесут коррективы в палеоклиматологию, будут ценны для ландшафтоведения, геоэкологии, прогноза и поисков залежей УВ.

При этом уже один только анализ пространственного размещения небольших округлых озер дает ценную информацию для выявления причины и механизма глубинной дегазации. На космическом снимке района Деря-

бинского газового выброса (рис., Д) в тонких контурах ландшафта проявляются кольцевые структуры (часто с радиусом 500 м), в центральных частях и (или) по периферии которых (рис., Е) располагаются озера (в т.ч. и воронка-котлован). На примере алмазоносных территорий отмечено (Епифанов и др., 2014), что при наличии глубинного сейсмо-волнового очага именно на периферии и в центре образованных им кольцевых структур происходит напорный выброс газов и газо-водной пульпы. Так как радиус структуры равен глубине расположения очага, то источники дегазации здесь должны находиться на глубине 500 м. И именно до глубины 500 м на Дерябинском газоконденсатном месторождении располагается ВМ, а в 100 м от поверхности – аномальный талый горизонт.

Причиной дегазации, очевидно, было разрушение залежи метангидратов. Газогидраты формируются при отрицательных температурах и повышенных давлениях и могут существовать только при определенных Р-Т условиях. Изменение одного из этих параметров приводит к разрушению залежей с выделением, например, из 1 $м^3$ метангидрата в среднем около 164 $м^3$ метана в «сухой» газовой фазе и около 0, 87 $м^3$ воды. Высвободившийся газ формирует в мерзлоте напорную залежь, а затем по зонам деструкции прорывается на поверхность и образует воронки. Высвободившаяся вода ведет себя по-разному. Создает вертикальные обводненные каналы-талики и подпитывает водой сформированные газовыми выбросами озера (таких озер-истоков сотни тысяч, они и составляют основную часть северных тундровых ландшафтов), либо замерзает, образуя в ВМ ледяные пласты, жилы, линзы, купола-лакколиты, составляющие значительный объем в четвертичных ледовых комплексах.

Мессояхская область «сплошного распространения криогенных толщ» характеризуется слабой расчлененностью рельефа, частым перекрытием торфяниками (1-2 м), развитием пластово-жильных и пластовых льдов и сильной заозеренностью (Бешенцев, 2015). Именно на Мессояхском газовом месторождении в 1964 году обнаружены первые «сухопутные» залежи газогидратов. Дерябинский район находится в 200 км севернее и ландшафт его подобен.

В настоящее время поступает информация об обнаружении (формировании) на Ямале других газовзрывных воронок. Очевидно, что они образовывались и прежде, и изобилие малых тундровых озер вполне может быть объяснено этими процессами. По мнению автора, именно напорные выбросы метановых газов контролируют модуляции климата. Активизация «залповой» массовой дегазации стала главной причиной начала голоценового потепления.

Список литературы:

Бешенцев В.А. Криолитозона и криогенные процессы Ямала // Горные ведомости, 2015. – № 1. – С. 68-80.

Богоявленский В.И. Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра. Часть 2. // Бурение и нефть, 2014. – №10. – С. 4-8.

Епифанов В.А. Дегазация недр и развитие оледенений в связи с вращением Земли / Проблемы геологии и географии Сибири: Матер. научн. конф. Т. IV. – Томск: Изд-во ТГУ, 2003. – С. 44-47.

Епифанов В.А. Дегазационная модель возникновения ледниковых эпох и ее фактическое подтверждение на Таймыре / Актуальные вопросы экологии Таймыра: Материалы II Таймырской музейной интернет-конференции. – Дудинка; Красноярск, 2014. – С. 9-17.

Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Минин В.А. Новый взгляд на образование алмазоносных «водораздельных галечников» и инновационный метод поиска погребенных кимберлитовых тел // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2014. – №4 (20). – С. 109-127.

ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ СИСТЕМ И МОДУЛЯЦИИ КЛИМАТА КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕГАЗАЦИИ НЕДР

В.А. Епифанов

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»), Новосибирск, Россия, v-pif@sniiggims.ru

EVOLUTION OF LACUSTRINE-SWAMPY SYSTEMS AND CLIMATE MODULATIONS DUE TO SUBSOIL DEGASSING

V.A. Epifanov, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (FGUP SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia

Основные определяющие климат факторы представлены количеством поступающей к земной поверхности солнечной радиации, влажностью атмосферы и ее температурой, градиенты которой определяют движения воздуха и существенно влияют на морские течения. Температура приземной атмосферы прямо зависит от наличия (отсутствия) криолитосферы и «парникового эффекта», связанного с содержанием в ней углекислого газа и метана (CH_4).

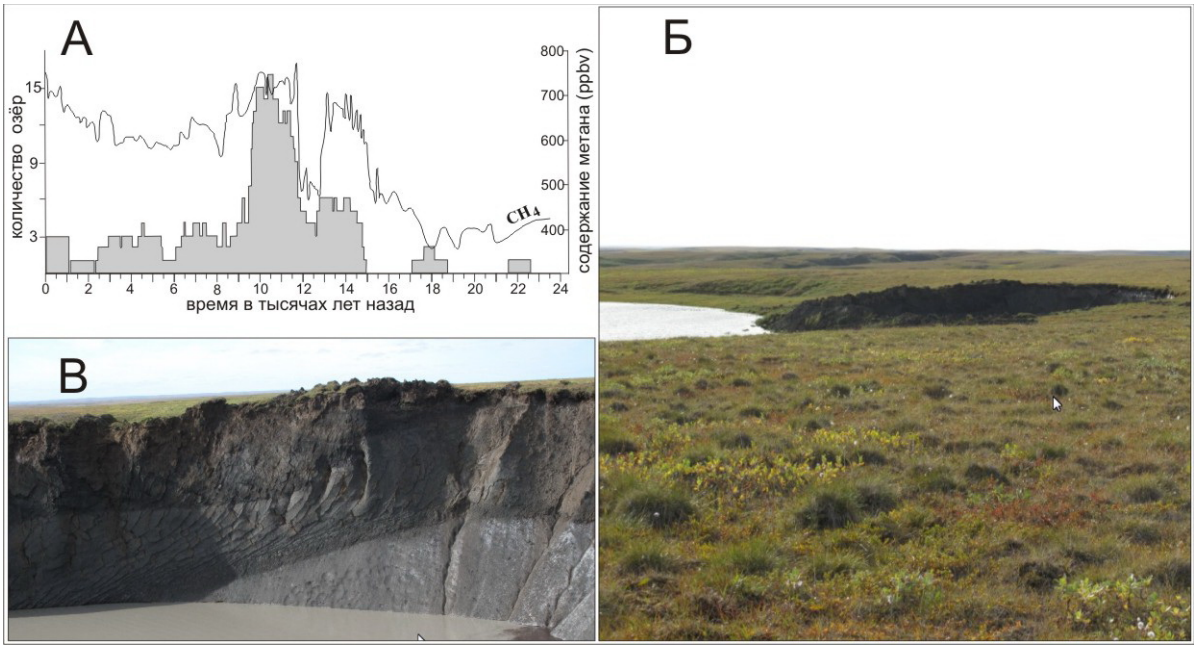
Американскими и российскими исследователями отмечено, что активно выделяют CH_4 лишь недавно образованные озера. По собственным радиоуглеродным датировкам и литературным данным ими было оценено время появления 83-х термокарстовых озер и построен *график времени их зарождения* (рис., А) в последние 24 тысячи лет (Walter et al, 2007).

На графиках проявилась некая синхронно-динамическая корреляция между количеством озер и масштабом поступающего в атмосферу метана. Авторами эта связь расценивается как результат цепи событий: потепление климата – образование термокарстовых озер за счет таяния содержащей органику вечной мерзлоты (ВМ)

– размножение разлагающих органику метаногенных бактерий – поступление CH_4 в атмосферу и усиление «парникового эффекта» – потепление климата – и т.д. Такой сценарий принят многими исследователями.

В монографии академика Г.А.Заварзина детально рассматриваются микробные сообщества и на странице 84 отмечается, что бактерии метаногены способны существовать при температурах «вплоть до 100°С, но в узком пределе pH – от 6 до 8» и относятся к *«наиболее строгим анаэробам»* (Карпов, 2014). Следовательно, аэробная обстановка подкисленных вод тундровых озер для метаногенов неблагоприятна, и *образовывать в них* CH_4 *они не могут*.

Проведенные в Западной Сибири исследования показали, что за прошедшие 30 лет при повышении среднемноголетней температуры воздуха на 1°С и стабильном уровне выпадения атмосферных осадков, общая *площадь водной поверхности* термокарстовых озер на эталонных участках в зоне прерывистого развития ВМ *уменьшилась на 20%* (Днепровская и др., 2009). Там же указано, что аналогичный результат получен американскими исследователями на Аляске. Более того, *пик похолодания (15-13 т.л.н.)* в арктических регионах Сибири (Волкова и др., 2009) *совпадает по времени с началом массового образования озер* на графике *(!)*.



Графики динамики зарождения озер и содержаний метана в керне льда Гренландии – ***А****; «старое озерцо» и Дерябинская воронка-котлован, сформированная на месте газового выброса –* ***Б****; северо-западный борт заполняющегося водой Дерябинского котлована с ледяным куполом гидролакколита («не доросшего булгунняха-пинго») и с задранными льдом кверху трещиноватыми мерзлыми породами (центральная часть снимка) –* ***В****.*

Таким образом, упомянутый выше сценарий противоречит фактам. *Реальный фактматериал предполагает существование иного сценария – напорно-дегазационно-метанового*.

На рис., Б видно, что окруженная вывалом горных пород Дерябинская газо-взрывная воронка-котлован (см. другой наш доклад на этом совещании) расположена у края небольшого (~ 120 х 180 м) озера. Глубина озерца в центральной части составляет ~ 1,5 м, но вблизи воронки увеличивается до 5 м. В ближайшие годы котлован сольется с озером и станет его новой глубоководной частью – кароподобным заливом с крутым северным берегом.

Рельеф дна «старого» озера и форма склонов вмещающей его депрессии, расположение котлована и литолого-гляциальная структура его стенок, а также ряд косвенных признаков и цепь логических построений позволяют реконструировать следующий ход событий.

Частичное разрушение находящейся на глубине около 100 м залежи метангидратов привело к образованию напорной залежи «сухого» газа, а из отжатой им свободной водной фазы – ледяного тела. Прорыв CH_4 на дневную поверхность образовал воронку, в результате термоабразии превратившуюся сначала в котлован, а затем – абразионно-солифлюкционную депрессию с озером. Канал дегазации был плотно закупорен (кольматирован), и при дальнейшем разрушении метангидратов следующая высвободившаяся порция газа «искала» уже новый путь для прорыва. Под ледяным телом, сформированным в первый этап разрушения залежи, литостатическое давление несколько меньше (лед легче песка и глины), поэтому CH_4 начал скапливаться под ним, выдавливая лед к поверхности. Следы движения этого ледяного диапира (начало образования булгунняха-пинго), видны на фотографии стенки котлована (рис., В). Очевидно, что при образовании Дерябинской воронки для прорыва газа был найден иной путь – контактная зона гидролакколита и канала прежней дегазации, вблизи которого ВМ была затронута процессами таяния во время предшествующих событий. Так, при разрушении одной залежи метангидрата может быть образовано несколько сближенных озер.

Формирование Бованенковской воронки демонстрирует другой вариант дегазационного образования озер – разрушение ледяного тела булгунняха напорно-вихревым прорывом CH_4. И здесь тоже имеется небольшое озеро со следами активных термоабразионных и солифлюкционных процессов, но оно несколько удалено

от воронки. Под булгунняхами и прежде неоднократно отмечалось напорное состояние газовой фазы – бурение вблизи пинго при поисках углеводородов иногда приводило к «несанкционированным выбросам CH_4».

Все эти данные указывают на то, что наиболее вероятным *механизмом образования булгунняхов-пинго является не промерзание озерных котловин, а диапиризм – выдавливание к верху напорными газами крупных ледяных тел*, образованных в ранние этапы разрушения газогидратных залежей. Этим они принципиально отличаются от бугров мерзлотного пучения.

С деградацией ВМ и разрушением пинго (таяние ядра) теперь связывают образование некоторых глубоких круглых озер и в Подмосковье (Бронгулеев и др., 2014). Для оз. Красного, в частности, отмечается, что в окружающем его валу встречаются перемешанные дочетвертичные породы мелового и предположительно юрского возраста, содержащие обилие древних споровых комплексов. Мощность отложений вала здесь не превышает 2,5 м. В относительной близости от Москвы известно уже более 36 подобных «астроблемовидных» озер.

При изучении донных отложений оз. Глубокое (глубина превышает 30 м) выяснилось, что образовалось оно около 11 т.л.н. (Сапелко и др., 2013). Первые сотни лет в нем накапливались минеральные осадки, и только затем стало развиваться осадконакопление органогенное, достигшее максимума при понижении уровня водоема и потеплении около 8,5-8,2 т.л.н.

С началом голоцена связывают и возникновение в Западной Сибири уникальных Васюганских болот, развившихся на территории с высоким углеводородным потенциалом в северной части Обь-Иртышского междуречья на возвышенной равнине древней лесостепи. Еще 500 лет назад в начале «Малого Ледникового периода» площадь Васюганья была на 75% меньше. Единый ныне массив ранее состоял из 19 отдельных болот, изначально сгруппированных в 3-х районах. Сейчас площадь объединившихся болот достигает 54 тыс. км^2 и включает в себя около 800 тысяч мелких озер из которых вытекают десятки больших и малых рек.

Васюганские болота оказывают весьма благоприятное влияние на региональный климат, являясь крупнейшим источником пресных вод с обширной поверхностью испарения, а также играя основную роль в формировании положительного углерод-кислородного баланса приземной атмосферы. В торфяных залежах захораниваются огромные количества неразложившихся органических остатков, а обширные массивы южной тайги и разнообразная болотная растительность продуцируют большие массы кислорода (1,5 – 4 млн тонн в год).

В настоящее время основная часть территории Васюганья испытывает поднятие и одновременно с этим подтопление глубинными водами. Объяснить такое сочетание природных процессов можно лишь отжимом к земной поверхности больших водных масс, образованных в результате таяния подземных льдов при отступлении зоны ВМ к северу. Роль напорных глубинных вод в формировании Васюганских болот может оказаться определяющей и на первых этапах образования системы. О проявлении блоуаутинга («гидровулканизма») свидетельствует наличие каплевидных округлых ландшафтных форм размером до 1-2 км, ясно выраженных в рельефе южной части болот и удаленных (до 25 км) к югу от серии мелких месторождений углеводородов. Каплевидные формы располагаются среди топей и безлесных марей, густо залесены и ориентированы тонким концом на юг к долине р. Тартас (правый приток р. Иртыш). Это указывает на точечно локализованный напорный газово-водный вынос из недр на поверхность глубинного глинисто-песчаного материала, явившегося субстратом развития древесной растительности, и на сток водных масс к местному базису эрозии.

Возможно, что история и динамика формирования системы Васюганских болот отражают один из последних этапов закономерно-последовательной деградации плейстоценовой ВМ, признаки былого существования которой выявляются на южных территориях Обь-Иртышского междуречья (в Барабинской лесостепи), и наблюдаются в Подмосковье.

В палеоклиматологии «холодной» дегазации недр не уделено должного внимания. Однако, именно она определяет климат, через «дроссельный эффект» (при просачивании газов) формируя криолитосферу, а посредством напорных выбросов CH_4 в атмосферу ее разрушая.

Список литературы:

Бронгулеев В.Вад., Маккавеев А.Н., Караваев В.А. Котловина и вал озера Красного в Московской области – следы древнего пинго // Геоморфология. – 2014. – №1. – С. 66-75.

Волкова В.С., Хазина И.В. Палеоклиматическая шкала плейстоцена Средней Сибири и Таймыра / Фундаментальные проблемы Квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. . – 2009. – С. 126-128.

Днепровская В.П., Брыксина Н.А., Полищук Ю.М. Изучение изменений термокарста в зоне прерывистого распространения вечной мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков // Исслед. Земли из космоса. . – 2009. – № 4. – С. 88-96.

Карпов Г.А. Бактериальный газовый фильтр // Природа. – 2014. – №12. – С. 81-88.

Сапелко Т.В., Смирнов Н.Н., Щерочиньска К., Хасанов Б.Ф., Баянов Н.Г., Кузнецов Д.Д., Антипушкина Ж.А. История озера Глубокое (Московская область) по результатам анализа донных отложений // Доклады РАН. . –2013. – Т. 450. – № 3. – С. 344-347.

Walter K.M., Edwards M.E., Grosse G., Zimov S.A., Chapin F.S. Thermokarst Lakes as a Source of Atmospheric CH_4 During the Last Deglaciation // Science . – 2007. – V. 318 – P. 633-636.

СОСТАВ ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МЕГАФАУНЫ ВЯТСКО-КАМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

И.А. Жуйкова[1], В.В. Масютин[1,2]
[1]*Вятский государственный гуманитарный университет, Киров, Россия,* Zhuikova@yandex.ru,
[2]*Вятский палеонтологический музей, Киров, Россия*

TAXONOMICAL COMPOSITION OF THE MEGAFAUNAL ASSEMBLAGE OF THE VJATKA-KAMA CIS-URALS AND ITS SIGNIFICANCE FOR PALEOGEOGRAPHICAL RECONSTRUCTIONS

I.A. Zhuikova, B.B. Masyutin, Vyatka State University of Humanities, Kirov, Russia,
Vyatka paleontological Museum, Kirov, Russia

Изучение четвертичных млекопитающих на территорииВятско-Камского Предуралья крайне неоднородно. Одной из малоизученных территорий является Кировская область. До сих пор наблюдается острый дефицит информации по этой теме, ни одна из находок не привязана к стратиграфическим горизонтам плейстоцена Северной Евразии и не обеспечена радиоуглеродными датировками. В связи с этим, целью данного исследования является инвентаризация, уточнение, составление наиболее полного систематического списка и детальной классификации находок плейстоценовой мегафауны, найденных на территории Кировской области. Определение доли находок крупных млекопитающих плейстоцена Кировской области и их роли в фаунистических сообществах плейстоцена.

Территория Вятского края богата остатками плейстоценовой мегафауны, однако степень изученности этих находок весьма различна (Масютин, Жуйкова, 2012).Настоящая работа представляет анализ данных по плейстоценовой мегафауне, выполненный при изучении фондовых коллекций краеведческих музеев в городах Киров, Котельнич, Уржум и частной коллекции д.б.н.А.П. Совельева.

Впервые публичный музей в Вятке был открыт 22 января (3 февраля) 1866 года. Основу его коллекции составили экспонаты сельскохозяйственной выставки 1837 года. В отчёте о состоянии музея за 1866 год можно прочитать, что палеонтологическая коллекция состоит из «…челюстей, зубов, рёбер мамонтовых и других животных 14, бивней мамонтов и слонов 8, три головы зубра, рогов оленей 11…» (Вятские губернские ведомости, 1867). В 1874 году музей был продан земству, и в материалах о передаче узнаём, что палеонтологическая коллекция уже состояла из 174 предметов и содержала 329 экспонатов (ГАКО. Ф.616.)

Изучение фондовых коллекции музеев показало, что за 150 лет данные о находках не обобщены в литературе, а сведения о палеонтологических находках разрознены. Первичный анализ показал, что большая часть костных находок связана с аллювиальными отложениями рек Вятки, Чепцы, Камы. Большинство из них сборы остатков крупных млекопитающих с бечевника, не имеют стратиграфической привязки и точных данных по характеристике местонахождения. Как и большинстве местонахождений аллювиального типа, чаще всего встречаются наиболее твердые части скелетов – зубы, кости конечностей, заметно реже – рога, позвонки и нижние челюсти.

Общий объём исследованного материала составил 318 останков плейстоценовых животных. Следует учесть, что в фондах вятских музеевчисло находок животных плейстоцена превышаетэту цифру, но в первую очередь были интересовали ископаемые, которые имели точные привязки к месту находок. Это было обусловлено целями исследования.

Остаткихищников в местонахождениях аллювиального типа крайне редки, поскольку, как известно хищные млекопитающие редко держатся на открытых пространствах, как следствие – слабая их представленность.В экспозиции МВК «Природа» (г. Киров) выставлен череп пещерного медведя. Его принёс в дар музею 1966 г. В.Д. Симбирцев, который нашёл его в реке Вятка у п. Мурыгино.

Останки пещерного льва(*Pantheraleospelaea*) были обнаружены в 1955 г. при рытье колодца в селе Соболево Корлякского (современного – Санчурского) района. Найденные локтевая и лучевая кости прекрасной сохранности и очень слабо минерализованы. По размерам костей можно заключить, что животное было ещё молодым. Учёные предполагают, что этот хищник из семейства кошачьих жил в течении всего плейстоцена и даже в начале голоцена, постепенно продвигаясь на север за стадами крупных копытных, двигавшихся по мере продвижения ледника и являлись важным компонентом мамонтовой фауны (Верещагин, 1971).

Местонахождения плейстоценовых животных на территории Кировской областиinsitu единичны, но тем больше их научное значение, что позволяет выполнить комплексные исследования и самих остатков, и вмещающих отложений.Первой такой находкой был скелет короткорогого бизона (КОМК 8763), обнаруженный О.К. Кобельковым на левом берегу реки Вятки у с. Атары Лебяжского района в июле 1966 года. Научные исследования проводились под руководством Ю.М. Устюговым (Кировская правда, 1968). В результате раскопок было обнаружено 106 костей и 26 фрагментов.

Одна из последних находок скелетного материала (из коренного слоя) на Вятской земле была обнаружена Н. Патрушевым. В 2012 году «Шалеевский мамонт» был выкопан сотрудниками Вятского палеонтологического музея. Кости скелета мамонта найдены в русле реки Чернянка, у дер. Шалеевщина, Котельничского района. Всего сотрудниками музея обнаружено 34 кости, из них: один бивень, один позвонок, кости правой передней и задней конечностей, восемь рёбер. Кости принадлежат одной особимолодого мамонта, имевшего высоту в холке не более двух метров. Мамонт был погребен в озерных глинистых осадках, на правом боку и туловище ориентировано по линии С-Ю (Жуйкова, Масютин, 2013).

Предварительно можно сказать о последней находке взрослогомамонта, найденного в октябре 2014 г. в реке Пижма (Советский район). Два бивня длиной – 2,2 м и 2,55 были найдены А.Н. Бахтиным, С.М. Смоленцевым и Г.А. Лутошкиным. На данный момент бивни переданы в Краеведческий музей г. Советска.

Анализ видовой принадлежности ископаемого костного материала позволила выявить основных представителей мегафауны плейстоцена по наличию костных останков: 54,4% принадлежит представителям отряда Хоботные; 27,7% костных останков принадлежит представителям отряда Непарнокопытные, из которых 23,6% – носорогу, остальные 4,1% – лошади. 16,7% всех идентифицированных по видам костных останков принадлежит представителям отряда Парнокопытные, в том числе 12,7% относящиеся к семейству Полорогие (бизон, овцебык и зубр), к семейству Оленьи – лось 1%, олень большерогий 0,5%, олень северный 2%, косуля 0,5%. Доля представителей отряда Хищные – 1,2% (медведь 0,6% и лев пещерный 0,6%).

Следует отметить, чтопалеонтологическая коллекция в музеях показана основными видами мегафауны, обитавших в плейстоцене и биостратиграфический обзор,возможно, сделать в рамках двух фаунистических комплексов: хазарского и верхнепалеолитического.

Хазарский фаунистический комплексхарактеризуется более теплолюбивойфаунойи относится к среднему плейстоцену (400-200 тыс.л.н). Его характерные представители, находки которых хранятся в музеях области: трогонтериевый слон, носорог Мерка. Некоторые представители этой фауны (сайга, лошадь, пещерный лев) имели широкий ареал. В дальнейшем, максимальное оледенение в конце среднего неоплейстоцена привело к трансформации хазарского териокомплекса в мамонтовый, и полному исчезновению форм, не адаптированных к обитанию в резко континентальном климате с холодными зимами.

Ландшафты Кировской области, которые сейчас представлена зональными комплексами средней, южной тайги и подзоной хвойно-широколиственных лесов, окончательно сформировались в позднем плейстоцене и голоцене.Палинологические исследования плейстоценовых отложений региона позволили выполнить реконструкции ландшафтов для отдельных хроносрезов (География Кировской области, 2015).

Широкая полоса перигляциальной зоны валдайского оледенения положила начало формированию так называемой мамонтовойили верхнепалеолитической фауны. Максимального распространения фауна этого типа достигла к середине валдайской эпохи. Представители верхнепалеолитической фауны имели широкий ареал и значительные сезонные миграции. По результатам изучения региональных коллекций его характерными представителями были: мамонт, шерстистый носорог, лошадь, короткорогий бизон, овцебык, благородный олень, лось, северный олень, большерогий олень, косуля, а из хищников –львы и медведи. После деградации Валдайского оледенения, около 14-13 тыс. л.н.,начинается угасание и перегруппировка фаунистического комплекса. В дальнейшем сформировались более чёткие растительно-климатические границы широтных зон и произошло сужение ареалов некоторых животных – северного оленя, овцебыка и других представителей умеренной и арктической фауны.

Для территории Вятского края перигляциальные ландшафты второй половины Валдайского оледенения характеризуются преобладанием лесостепныхи тундролесных формаций, что было связано с чередованием климатических изменений. Вследствие этого, мегафауна по составу видов также представляла собой смешанную фауну. Имеет место перекрывание ареалов, обусловленное несколькими причинами, главная из которых связана с миграциями животных (Алексеева, 1989).

Таким образом, на основании анализа материалов палеонтологических коллекций плейстоценовых животных, выявлены регионы перспективных местонахождений ископаемой мегафауны млекопитающих на территории Вятского края.

Дальнейшее изучение находок insitu, с применением палинологического, диатомового методов и радиоуглеродного датирования, позволит выполнить детальные палеогеографические реконструкции, что позволит создать детальную региональную биостратиграфическую шкалу Вятско-Камского Предуралья.

Список литературы:

Алексеева Л.И. Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы (крупные млекопитающие). – М.: Наука, 1989. – 109 с.

Верещагин Н.К. Пещерный лев и его история в Голарктике и в пределах СССР // Материалы по фаунам антропогена СССР. Труды Зоологического Института АН СССР. Наука. Ленинград. – 1971. – Т. 49. – С. 123–199.

Вятские губернские ведомости 1867 г. №27.

ГАКО. Ф.616. Оп.1.Д.525-оц. Л.128 об.

География Кировской области. Атлас-книга/ Под ред. Е.А. Колеватых, А.М. Прокашева, Г.А. Русских. – Киров: Кир. обл. тип., 2015. – С. 14-15.

Жуйкова И.А.,Масютин В.В.Анализ находок плейстоценовой мегафауны Вятско-Камского региона (Кировская область) // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. – С. 196 – 198.

Кировская правда. – 1968 г. – № 156. – С.4.

Масютин В.В., Жуйкова И.А. Находки плейстоценовой мегафауны на территории Кировской области // Исследование территориальных систем: теоретические, методические и прикладные аспекты: материалы Всероссийской научной конференции с международным участием 4 – 6 октября 2012 г. – Киров: Изд-во «Лобань», 2012. – С. 448 – 456.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ВЯТСКО-КАМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

И.А. Жуйкова, С.А. Пупышева
Вятский государственный гуманитарный университет, Киров, Россия, Zhuikova@yandex.ru

LANDSCAPE EVOLUTION OF VYATKA-KAMA PRIURALE IN PLEISTOCENE AND HOLOCENE

I.A. Zhuikova, S.A. Pupysheva, Vyatka State University of Humanities, Kirov, Russia

Незначительный в масштабе геологической летописи, завершающий отрезок жизни Земли – четвертичный период – ознаменовался глобальными и многократными природными перестройками, причиной которых послужили резкие климатические колебания. Анализ растительных формаций на территории Кировской области, участвовавших в последовательных сменах растительности в цепи климатических событий от микулинского межледниковья до голоцена дополняет общую корреляционную цепь восстановленных событий позднего плейстоцена и голоцена Русской равнины. Поэтому раскрытие формационно-флористического содержания общей эволюционной линии в развитии растительности Вятско-Камского региона было одной из главных задач нашего исследования.

Своеобразие изучаемого региона заключается в том, что в эпоху последнего оледенения он располагался в собственно перигляциальной зоне и находился под непосредственным антициклональным воздействием поздневалдайского ледникового покрова. Кроме того, к востоку от Вятского-Камского Приуралья лежала горная область среднего Урала с ярко выраженными криогенными процессами. Поэтому Вятский край находился в условиях более суровых, чем центральные и западные области Восточно-Европейской равнины.

Детальные исследования геологических обнажений вскрытых речной эрозией, древних почв (палеопочв), покровных и озёрно-болотных отложений (торфяных залежей) с применением палинологического (спорово-пыльцевого), гранулометрического и радиоуглеродного анализов (C^{14}) позволили восстановить историю ландшафтов, существовавших на территории Кировской области в предшествующие эпохи.

Широкое распространение валунов к северу от линии Котельнич–Киров позволяет исследователям считать, что северная часть Кировской области была покрыта древними ледниками (Окским и Днепровским), а южная часть располагалась в перигляциальной (предледниковой) зоне, где были широко развиты холодные перигляциальные тундро-степи.

Для Кировской области выявлены детально изученные геологические разрезы, в которых вскрываются отложения окско-лихвинской, микулинской, валдайской эпох и послеледниковья – голоцена.

В микулинскую межледниковую эпоху исследуемый регион занимал промежуточное место между бореальными еловыми лесами и неморальными хвойно-широколиственными, поэтому на территории Вятского края в растительном покрове преобладали формации европейских хвойных среднетаёжных лесов с элементами неморальной древесной флоры (граб, липа, дуб, лещина). Спорово-пыльцевые спектры изученных микулинских разрезов (Иванова, 1973) свидетельствуют о том, что господствующее положение на западе нашей области принадлежало бореальной флоре (ель, сосна обыкновенная, берёза), а представители неморальной занимали явно второстепенное значение в общей структуре еловых формаций.

В последнюю ледниковую эпоху – валдайскую (70–15 тыс. л.н.), когда окраина ледника проходила северо-западнее, вне территории нашего региона, но охлаждающее влияние его ощущалось, на территории Вятского края преобладали открытые травянистые ценозы. Они были представленные лугово-степными сообществами (холодными степями), сосново-берёзовыми редколесьями и кустарниковыми сообществами. Отложения, вскрытые на правом берегу р. Камы в разрезе Малый Беляк, датированы возрастом 46097±800 л.н. (Пахомов, Пахомова, 2006). Перигляциальные ландшафты второй половины валдайского оледенения давали пищу стадам мамонтов, бизонов, шерстистых носорогов, и других животных так называемого «мамонтового комплекса». Находки их периодически встречают в нашем регионе. Дата с возрастом 36620±4420 л.н. получена при изучении второй надпойменной террасы р. Вятки (Боровица-2). Этому отрезку времени соответствует период развития в регионе лесостепных формаций (с преобладанием маревых, полыней, злаков), в которых изредка встречается плаунок – Selaginella selaginoides. В условиях криоаридной (холодной и засушливой) обстановки эпохи поздневалдайского ледникового максимума они сменились более «холодной» тундролесной растительностью. Для растительного покрова было характерно сочетание открытых травянистых сообществ с сосново-берёзовыми редколесьями и ерниковыми кустарниковыми формациями. В травяно-кустарничковом покрове преобладали маревые, злаковые, осоки, и разнотравье. Такую растительность, с достаточно ярко выраженным своеобразием всех растительных сообществ, относят к перигляциально-лесостепному типу (Гричук, 2002). Сплошное распространение многолетней мерзлоты на Русской равнине ограничивалось 57-58° с.ш., а очаги её отмечались до 48-49° с.ш. (Величко и др., 1982). В фазу разрушения Валдайского ледникового покрова происходила деградация области распространения многолетнемёрзлых грунтов и были широко распространены эрозионные процессы.

Характер реконструированной для Кировской области растительности не противоречит выводам о наличии в максимальную фазу последнего оледенения обширной широтной зоны, протягивающейся через всю Восточно-Европейскую равнину. Наибольшее распространение в ландшафтах этой зоны получили два типа растительности – перигляциально-лесостепная и перигляциально-степная (Гричук, 2002). Таким образом, в среднеширотной части Северной Евразии в поздневалдайскую эпоху фиксируется заметная редукция лесных типов растительности, что нашло свое отражение и в спорово-пыльцевых спектрах отложений изучаемого региона.

Но элементы лесной растительности отмечаются постоянно на большей части пространства перигляциальной области, хотя их ландшафтная роль была незначительной. Древесная растительность формировалась за счет наиболее выносливых пород, приспособившихся к суровой перигляциальной криоаридной обстановке

Послеледниковый (голоценовый) отрезок времени широко представлен в отложениях нашего региона, которые вскрыты и исследованы в разрезах Чус, Малмыж, Лычное, Дымное, Прокопьевское, Чистое, Каринское, Муньковское и др. (Прокашев и др., 2003; Пахомов и др., 2005). После исчезновения последнего Валдайского ледника в растительном покрове территории будущей Кировской области произошли очень быстрые изменения.

В аллерёде (12000–11000 л.н.) на северо-востоке Русской равнины преобладали островные берёзовые и еловые леса, чередующиеся с ерниковыми и полынно-злаковыми сообществами.

Похолодание позднего дриаса (10500–10300 л.н.) вызвало существенную деградацию лесной растительности и широкое распространение перигляциальных ландшафтов (Хотинский, 1977). Вновь на территории региона стали преобладать злаково-разнотравные луговые сообщества с отдельными участками еловых и сосново-берёзовых лесов. В связи с деградацией многолетней мерзлоты, были широко распространены эрозионные процессы и нарушенные грунты. На таких грунтах в первую очередь поселялись растения семейств астровые (Asteraceae) и цикориевые (Cichoriaceae). Суммируя изложенное, можно сделать вывод, что изучаемая территория в позднем дриасе входила в зону перигляциальных лесостепей, занимающую среднеширотную полосу Европы и простиравшуюся от атлантического побережья до Предуралья (Гричук, 2002).

Предбореальный (10300–9500 л.н.) и бореальный (9500–8000 л.н.) периоды голоцена характеризуются быстрой перестройкой растительности и широким распространением в регионе еловых лесов с примесью сосны и берёзы, но это время ещё значительную роль в ландшафтах играли кустарниковые виды берёз. Сначала леса не имели сплошного характера и чередовались со значительными участками открытых травянистых сообществ. Климат конца предбореального – начала бореального возраста оценивается как умеренно тёплый (приблизительно как современный или на 0,5 градуса теплее), а к концу – как холодный и сухой (Переславльское похолодание).

Атлантический период голоцена (8000–5000 л.н.), был наиболее благоприятным периодом для развития лесной растительности. Согласно исследованиям, он характеризовался значительным сдвигом (на 200–400 км) природных зон Северной Евразии в северном направлении (Иванова, 1971). Поэтому на территории Кировской области широко расселяются широколиственные породы: липа, вяз, дуб и лещина. В суббореальный период голоцена (5000–2500 л.н.) начинается расцвет темнохвойных еловых лесов (при значительном участии широколиственных пород) которые стали доминирующими формациями в регионе. Начало субатлантического периода (2500 л.н.) характеризуется некоторым похолоданием климата, что привело к сокращению роли широколиственных пород и появлению в растительности сибирского элемента флоры – пихты.

За последние 125 тысяч лет на территории нашего края всегда господствующими были таёжные растительные формации, которые в наиболее холодные отрезки времени сменялись на лесотундровые и тундровые формации. Даже в самые теплые периоды позднего плейстоцена (микулинское межледниковье) на территории региона не формировалось сплошной зоны широколиственных лесов, хотя отдельные формации с участием элементов широколиственной флоры были представлены, но они не определяли зональный растительный ландшафт Вятско-Камского региона в целом.

В результате обобщения данных по всем изученным нами разрезам и сопоставления их с результатами палинологических исследований соседних территорий, можно сделать вывод, что этапы изменения роли лесной растительности на территории исследуемого региона синхронны с таковыми в других регионах Восточно-Европейской равнины и обусловлены изменениями климата. Полученные результаты являются важным звеном в цепи палинологических материалов, характеризующих историю климата и растительности перигляциальных районов Русской равнины во время последнего валдайского оледенения и после деградации ледникового покрова.

Список литературы:

Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П. Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов ее развития // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. (Атлас-монография). – М.: Наука, 1982. – С. 74-81.

Гричук В.П. Растительность // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. – М.: Геос, 2002. – С. 64-105.

Иванова Н.Г. К истории развития лесов Кировского Заволжья в голоцене // Палинология голоцена. – М., 1971. – С. 105-111.

Иванова Н.Г. Опыт датирования аллювиальных отложений р. Вятки и реконструкции растительности по палинофлористическим данным // Палинология плейстоцена и плиоцена. – М.: Наука, 1973. – С. 65-70.

Пахомов М.М., Пахомова О.М. Эволюция ландшафтов и некоторые черты истории флоры и растительности Вятского края // Вестник Вятского государственного гуманитарного университета. – 2006. – №14. – С. 183-190.

Пахомов М.М., Прокашев А.М., Краснова С.А., Пахомова О.М. Послеледниковая трансформация почвенного и растительного покрова Вятско-Камского региона // Известия РАН, сер. Геогр. – 2003. – №5. – С. 92-96.

Прокашев А.М., Жуйкова И.А., Пахомов М.М. История почвенно-растительного покрова Вятско-Камского края в послеледниковье. – Киров: Старая Вятка, 2003. – 143 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГОЛОЦЕНОВОМ ВОЗРАСТЕ БИЗОНОВ (*BISON PRISCUS*) В ЗАБАЙКАЛЬЕ

Н.Е. Зарецкая[1], Д.В. Кобылкин[2], П.А. Косинцев[3], Ф.Е. Максимов[4], Ю.В. Рыжов[2], В.Н. Черных[5], В.Ю. Кузнецов[4], В.А. Григорьев[4]

[1]Геологический институт РАН, Москва, Россия, n_zaretskaya@inbox.ru
[2]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[3]Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
[4]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
[5]БГУ, Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

NEW DATA ON HOLOCENE AGE OF BISON (BISON PRISCUS) IN TRANSBAIKALIA

N.E. Zaretskaya, Geological Institute of RAS, Moscow, Russia; D.V. Kobylkin, Y.V. Ryzhov, The V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia;
P.A. Kosintsev, Institute of Ecology of Plants and Animals, UB RAS, Ekaterinburg, Russia;
F.E. Maksimov, V.Y. Kuznetsov, V.A. Grigoryev, St. Petersburg state university, St. Petersburg, Russia;
V.N. Chernych, Buryat state university, Ulan-Ude, Russia

Радиометрические исследования образцов костей мамонтовой фауны всегда были и до сих пор являются важным источником информации о развитии популяций ее представителей, а также о времени их вымирания в различных природных условиях в разные стадии деградации последнего оледенения. Один из самых многочисленных представителей мамонтовой фауны – степной бизон (Bison priscus Bojanus, 1827), плейстоценовая история которого до сих пор «покрыта мраком», и существуют как минимум две гипотезы их эволюции (Косинцев, 2008). Согласно первой, существовало две параллельные линии развития бизонов: лесных форм от *B. schoetensacki* до современного *B. bonasus*, и степных – *B. priscus*, существовавших до начала голоцена. Вторая гипотеза предполагает одну линию развития – *B. schoetensacki – B. priscus – B. bonasus.* Однако какая бы гипотеза ни была верна, установлено, что бизон практически исчезает из состава фауны Северной Евразии в начале голоцена (Косинцев, 2008).

В северной Евразии известны несколько местонахождений раннеголоценовых бизонов (с запада на восток). По костям бизона из местонахождения в бассейне р. Свири (Подпорожский район Ленинградской области) была получена ^{14}C дата 10 390±50 (GrA-41241) (Никонов, ван дер Плихт, 2010). С археологической стоянки Пымва-Шор 1 в бассейне реки Адзьва получена дата по кости бизона – 10255±90 (TUa–1396) (Svendsen et al., 2010). Из местонахождения Черноозерье (бассейн р. Иртыш, Омская область) недавно была получена дата 10900±70 (ГИН-15032). На реке Орда (Ордынский район Новосибирской области) из крупного местонахождения мамонтовой фауны по диафизу бедра бизона была получена дата 9320±95 (СОАН-4568) (Васильев и др., 2007). В Арктике также известны местонахождения раннеголоценовых бизонов: на севере Якутии (район полуострова Широкостан) по мерзлому трупу бизона были получены даты 9310±45 (GrA- 53290, рог) и 9295±45 (GrA-53292, шерсть) (Боескоров и др., 2013), на Чукотке (см. ниже) и острове Врангеля (9450±100, ЛУ-2801) (Vartanyan et al., 2008). До недавнего времени геологически самой поздней находкой считалась кость бизона с Таймыра (бассейн р. Попигай) с ^{14}C возрастом 8860±40 (Beta-148623) (MacPhee et al., 2002). Однако в 2012 г. в устье р. Раучуа (Билибинской район Чукотского АО) была обнаружена неполная туша бизона. По фрагменту шкуры была получена ^{14}C дата 8030±70 (SPb-743) (Кириллова и др., 2013), а по кости – 9497±92, AA-101271 (Kirillova et al., 2014) (здесь мы не анализируем причины получения двух разных дат по одному организму).

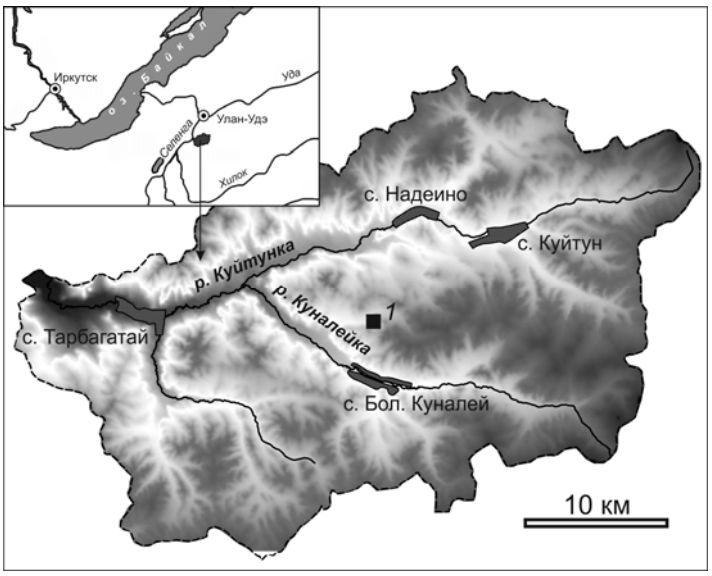
Известны многочисленные находки костных остатков бизонов в раннеголценовых и среднеголоценовых местонахождениях Прибайкалья и Забайкалья (Ермолова, 1975; Кобылкин, 2005; Germonpre, Lbova, 1996). Но их видовая принадлежность достоверно не известна.

Для дополнения существующего массива дат по раннеголоценовым бизонам нами впервые были проведены радиоуглеродные исследования костных остатков и вмещающей их погребенной почвы из разреза Куналей в Забайкалье. Следует отметить, что ранее датирование костных остатков этих млекопитающих в пределах Западного Забайкалья проводились только на археологических памятниках. Из них можно сделать вывод об исчезновении бизонов на данной территории в пределах 12-11 ^{14}C тыс. л.н. (Ташак, 2005; Калмыков, 2002).

Местонахождение черепа расположено в бассейне р. Куйтунки, правого притока р. Селенги (рис.). Рельеф данной территории среднегорный с широкими речными долинами, борта которых расчленены распадками. В них залегает неоднородный слой рыхлых отложений в основном пролювиально-делювиального и эолового происхождения. Наличие мощных (10-20 м) толщ легкоразмываемых лессовидных отложений обуславливает развитие экзогенных с образованием густой эрозионной сети. Скорости смыва, размыва и аккумуляции в данном районе очень высоки и приводят порой к образованию селевых потоков. Данное обстоятельство делает возможным быстрое захоронение органических остатков в аккумулятивных формах рельефа. Это подтверждается многочисленными сведениями о находках остатков крупных млекопитающих мамонтового комплекса (Кобылкин, 2003). Их возраст варьируется от среднего плейстоцена до голоцена. Несмотря на значительное число находок фауны в бассейне Куйтунки, их датирование еще не проводилось.

По правому борту долины р. Куйтунки расположена падь Нижняя Буланка. Представляет собой обширное полого-наклонное, обращенное в сторону реки межгорное понижение, заполненное рыхлыми отложениями. В днище пади находится овраг, общей протяженностью около 5 км. В средней части оврага вскрывается на глубину до 6 м древний конус выноса, отложения которого представлены лессовидными супесями, песком и мелким щебнем с горизонтами погребенных почв. В стенке эрозионного останца на глубине 3,1 м в слое погребен-

ной почвы был обнаружен череп *Bison priscus.* Он лишен лицевой части и достаточно сильно разрушена черепная коробка. Хорошо сохранились оба роговых стержня. Залегание черепа в слое почвы свидетельствует о его долгом экспонировании на дневную поверхность.



Карта-схема района исследований (1 – место находки)

В 2013 г. в радиоуглеродную лабораторию ГИН РАН для проведения радиоуглеродных исследований поступил фрагмент черепа бизона (гл. 2.95-3.25 м), а также два образца вмещающей его погребенной почвы (глубины 3.25-3.17 и 3.17-3.10 м). По костям была получена дата 9000±270 (ГИН-14668), а по вмещающей почве – 8680±30 (ГИН-14669а) и 8390±40 (ГИН-14669б) с глубин 3.25-3.17 и 3.17-3.10 м соответственно. Очевидно, что полученные даты стратиграфически хорошо согласуются между собой, а также подтверждают предположение о том, что череп какое-то время экспонировался на дневную поверхность до того, как был захоронен.

Полученные даты подтверждают то, что в разных районах северной Евразии в раннем голоцене сохранялись разрозненные рефугиумы степного бизона (Bison priscus Bojanus, 1827). По-видимому, вымирание бизона на северо-востоке (в том числе в Забайкалье) и крайнем севере Евразии произошло позже, чем в более южных и западных районах – в бореальном периоде голоцена. Частично данный вывод подтверждается находкой в 1996 г. отрядом Чикойской археологической экспедиции наскальных изображений стада бизонов, получившие название «Шаман-Гора», расположенный восточнее на р. Арей в бассейне р. Чикой (Константинов, 2008). Их возраст оценивается археологами не позднее 4-5 тыс. лет назад.

Список литературы:

Боескоров Г. Г., Протопопов А. В., Мащенко Е. Н., Потапова О. Р., Кузнецова Т. В., Плотников В. В., Григорьев С. Е., Белолюбский И. Н., Томшин М. Д., Щелчкова М. В., Колесов С. Д., Плихт Й. ван дер, Тихонов А. Н. Новые находки ископаемых млекопитающих уникальной сохранности в многолетней мерзлоте Якутии // ДАН, серия биология, – 2103, – т. 452, – №4, – с. 461-465

Васильев С.К., Орлова Л.А., Кузьмин Я.В. Местонахождение фауны крупных млекопитающих сартанского времени на реке Орда (Ордынский район Новосибирской области) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Материалы годовой сессии Института археологии и этнографии СО РАН 2007 г. – Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2007, – Т. XIII. – С. 29-32.

Ермолова Н.М. Остатки млекопитающих из неолитической стоянки на р. Онон // КСИА, 1975. – Вып. 141. – С. 99 – 102.

Калмыков Н.П. Природа и древний человек в бассейне оз. Байкал. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. – 132 с.

Кириллова И. В., Занина О. Г., Косинцев П. А., Кулькова М. А., Лаптева Е. Г., Трофимова С. С., Чернова О. Ф., Шидловский Ф. К. Первая находка мерзлой туши голоценового бизона (Bison priscus Bojanus, 1827) на Чукотке // ДАН, Общая биология. – 2013. – Т. 452. – № 4. – С. 466-469.

Кобылкин Д.В. Новые данные по плейстоценовой фауне бассейна р.Куйтунки // Вестник Бурятского университета. Серия 3: География, геология. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского гос. университета, 2005. – С. 263-266.

Константинов М. В., Екимова Л. В., Верещагин С. Б. Красочное стадо бизонов в гроте Шаман-Горы // Тр. II (XVIII) Всерос. археол. съезда в Суздале. – М., 2008. – Т. 3.

Косинцев П.А. Вымирания млекопитающих на территории Европы в конце плейстоцена – голоцене // В кн. «Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24-8 тыс. л.н.). – М.: КМК, 2008. – С. 259-271.

Никонов А.А., ван дер Плихт И. Первые радиоуглеродные датировки костных остатков представителей мамонтовой фауны на северо-западе России // ДАН. – 2010. – Т. 432. – № 1. С.120-123.

Палеолитические и мезолитические памятники Усть-Кяхты. – Улан-Удэ: Издательство Бурятского научного центра СО РАН, 2005. – 130 с.

Germonpré M, Lbova L. Mammalian remains from the Upper Palaeolithic site of Kamenka, Buryatia (Siberia) // Journal of archaeological science. – 2006. – Vol. 23. – № 1. – 35-57.

Kirillova, I., Trofimova, S., Lapteva, E., Tiunov, A., Lebedev, V., Chernova, O., Zanina, O., Shidlovskiy, F. The latest recorded bison of West Beringia // Abstract Book of the VIth International Conference on Mammoths and their Relatives. – 2014. – S.A.S.G. – Special Volume 102. – C. 84-85.

MacPhee R.D.E., Tikhonov A.N., Mol D., de Marliave C., van der Plicht J. Greenwood A.D., Flemming C., Agenbroad L. Radiocarbon chronologies and extinction dynamics of the Late Quaternary mammalian megafauna of the Taimyr Peninsula, Russian Federation // Journal of Archaeological Science. – 2002. – Vol. 29, – № 10. – 1017-1042.

Svendsen, J. I., Heggen, H. P., Hufthammer, A. K., Mangerud, J., Pavlov, P. & Roebroeks, W. Geo-archaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains – on the northern presence of humans during the last Ice Age // Quaternary Science Reviews. 2010. – Vol. 29. – P. 3138–3156.

Vartanyan S.L., Arslanov K.A., Karhu J.A., Possnert G., Sulerzhitsky L.D. Collection of radiocarbon dates on the mammoths (Mammuthus primigenius) and other genera of Wrangel Island, northeast Siberia, Russia // Quaternary Research. – 2008. – Vol. 70. – № 1. – P. 51-59.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИНГИЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ КВАРТЕРА НИЖНЕЙ ВОЛГИ

А.С. Застрожнов[1], **Г.А. Данукалова**[2], **М.В. Головачёв**[3], **В.В. Титов**[4], **А.С. Тесаков**[5], **А.Н. Симакова**[5]
[1]*ВСЕГЕИ, С. Петербург, Россия,* zast@vsegei.ru
[2]*Институт геологии УНЦ РАН, Казанский федеральный университет, Уфа, Россия,* danukalova@ufaras.ru
[3]*ОГБУК «Астраханский музей-заповедник», Астрахань, Россия,* golovachev3066@gmail.com
[4]*Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия,* vvtitov@yandex.ru
[5]*ГИН РАН, Москва, Россия,* tesak@ginras.ru, simak2001@mail.ru

STRATIGRAPHIC POSITION OF THE SINGIL DEPOSITS IN THE QUATERNARY SEQUENCE OF THE LOWER VOLGA REGION

A. Zastrozhnov, VSEGEI, S. Petersburg, Russia;
G. Danukalova, Institute of Geology USC RAS, Kazan Federal University, Ufa, Russia;
M. Golovachev, OGBUK «Astrakhan museum-reserve», Astrakhan, Russia;
V. Titov, Institute of arid zones SSC RAS, Southern scientific centre RAS, Rostov-on-Don, Russia;
A. Tesakov, A. Simakova, GIN RAS, Moscow, Russia

Правобережье нижнего течения р. Волги представлено легкодоступными для исследования обнажениями рыхлых осадков, являющихся классическим образцом естественных стратиграфических срезов неоплейстоцена, по которым есть изотопные датировки и палеомагнитные данные. Анализ результатов многочисленных исследований Нижневолжских разрезов показывает отсутствие единства мнений специалистов-геологов и палеонтологов о статусе и стратиграфическом положении большинства подразделений. Например, положение сингильских осадков, выделенных П.А. Православлевым (1932) как сингильский ярус, относительно бакинского и нижнехазарского горизонтов до сих пор остается не ясным. В береговых обрывах глины, залегающие в урезе воды у п. Райгород, названы сингильскими (Янина, 2005), у с. Черный Яр и Нижнее Займище они подразделены на сингильские и бакинские (Янина, 2005), у с. Никольское Т.А. Яниной (2005) выделены только сингильские, а В.К. Шкатовой (1973) и В.М. Седайкиным (1988) – сингильские и бакинские (грачевские) отложения, у с. Копановка глины уже называются нижнехазарскими (Шкатова, 1973; Седайкин, 1988; Янина, 2005), у с. Владимировка – сингильскими, а у с. Сероглазовка – нижнехазарскими (Янина, 2005). Авторы при объяснении этих различий в интерпретации разрезов, ссылаются на влияние соляных куполов, высоту меженного уровня в р. Волга и на многочисленные неоплейстоценовые врезы. Разные исследователи относят сингильские отложения, то к верхам бакинского горизонта (Жуков, 1945; Горецкий, 1966), то к низам раннего хазара (Фёдоров, 1957). А.А. Свиточ и Т.А. Янина (2007) предлагают считать их аналогом урунджикского горизонта (средний неоплейстоцен по Яниной (2005) или нижний неоплейстоцен по П.В. Фёдорову (1946) и Л.А. Невесской (2007)). При этом некоторые исследователи отмечают общность флоры из сингильских слоев и черноярского аллювия (средний неоплейстоцен), что, по мнению О.К. Леонтьева и Н.И. Фотеевой (1965), свидетельствует о вероятной принадлежности этих толщ к нижнехазарскому горизонту.

Кровля сингильских отложений находится на абсолютных отметках минус 20–25 м, местами возвышаясь над меженным уровнем Волги на 2-5 м. Осадки общей мощностью до 15 м представлены глинами и суглинками от темно-серого (внизу разреза) до зеленовато-серого (в верхней части) цвета, плотными, вязкими, иногда опесчаненными, горизонтально слоистыми. Они содержат большое количество растительных остатков (обуглившаяся древесина, торфянистые прослойки), и хорошо охарактеризованы солоноватоводно-пресноводным комплексом моллюсков, состав которого незначительно меняется в зависимости от опреснения (осолонения) водоема: в нем могут присутствовать наряду с пресноводными видами солоноватоводные каспийские, способные переносить значительное опреснение. Такой фаунистический комплекс свойственен озерным или лиманно-лагунным застойным фациям.

Из этих слоев выделен сингильский териокомплекс (Gromov et al., 1965), который принято считать переходным между тираспольским и хазарским (типовое местонахождение Райгород). Видовой состав ассоциации представлен *Palaeoloxodon antiquus, Equus* sp. (*E.* ex gr. *caballus*), *Elasmotherium sibiricum, Camelus* cf. *knoblochi*, *Cervus* ex gr. *elaphus*, *Megaloceros* sp., *Bison priscus, Saiga tatarica* (Алексеева, 1977). Некоторыми исследователями самостоятельность сингильского комплекса млекопитающих подвергается сомнению, т.к. большая часть находок обнаружена на размытой поверхности сингильских глин и может происходить и из низов хазарского аллювия (Головачёв, 2015).

В результате многолетних полевых исследований в сингильских глинах и на их размытой поверхности нами были обнаружены фоссильные остатки *Mammuthus trogontherii, M. chosaricus, Elephas* (*Palaeoloxodon*) cf. *antiquus, Equus hydruntinus, Stephanorhinus kirchbergensis, Elasmotherium sibiricum, Camelus knoblochi, Cervus* ex gr. *elaphus, Alces latifrons, Bison priscus, Saiga tatarica.* Из них только трогонтериевый слон *M. trogontherii* является представителем тираспольского комплекса (Titov, Golovachev, 2014). Остатки же остальных видов известны, как из «сингильских» глин, так и из хазарского аллювия. Что касается лесного слона *E.* (*P.*) *antiquus*, которого некоторые учёные считают руководящей формой сингильской фауны (Алексеева, 1977), то нельзя исключать его существование в Нижнем Поволжье и в позднехазарское время, поскольку биозона этого вида в Центральной и Западной Европе включает в том числе и начало позднего плейстоцена. Микротериофауна сингильских слоев Райгорода близка к ассоциациям из хазарского аллювия Нижней Волги. Таким образом, по видовому составу сингильская фауна гораздо ближе к хазарской, чем к тираспольской.

Близ с. Соленое Займище из кровли сингильских сизо-серых глин был получен спорово-пыльцевой спектр, в котором преобладает пыльца трав – Chenopodiaceae, *Artemisia,* Asteraceae, Primulaceae, а деревья представлены пыльцой *Pinus, Betula, Salix, Tilia, Corylus*. Встречены споры сфагнума и печеночных мхов и колониальные водоросли *Pediastrum*. Пыльцевой спектр позволяет реконструировать доминирование открытых степных и полупустынных ландшафтов. В долине произрастали сосново-мелколиственные леса с незначительным участием широколиственных пород и существовали заболоченные участки.

Палинологический анализ отложений скважины (глубина 142 м) у с. Косика показал, что их формирование происходило при доминировании лесостепей. Наиболее аридные условия приурочены к отложениям морской трансгрессии, зафиксированной на глубине 85-100 м. В спорово-пыльцевых спектрах отложений глубже 57 м встречается пыльца Juglandaceae, *Pterocarya, Carya, Acer, Corylus, Carpinus*, Fagaceae, *Azolla, Salvinia*, что указывает на относительную древность отложений. Примечательно, что в Восточной Европе *Azolla* встречается в отложениях не моложе лихвинского межледниковья, интенсивно развивается в реках и характеризует теплые климатические условия. Т. о., отложения древнее 300 тыс. лет начинаются только с глубины 57 м, а вышележащие отложения относятся к хазарскому ярусу.

Однако большинством исследователей данные бурения многочисленных скважин до сих пор игнорируются. При этом кровля бакинских отложений с *Didacna parvula*, уверенно прослеживается на глубине 20-50 м ниже меженного уровня Волги (вероятно, за исключением Черного Яра). Над ними (также ниже уровня Волги), располагается песчаная толща с нижнехазарскими *D. subpyramidata,* которая сменяется на урезе воды глинами с морской или пресноводной фауной (сингильские слои). Парадокс принятых сегодня взглядов на положение «сингиля» заключается в том, что когда он присутствует в разрезе, залегающие ниже его глины считаются бакинскими, если же он размыт или не диагностирован – нижнехазарскими. Но во всех разрезах сингильские глины залегают на морских отложениях с нижнехазарской фауной моллюсков, т.е. являются хазарскими.

Эти разрезы изучались нами в течение полевых сезонов 2008-2014 гг. В территориальных фондах геологической информации были собраны данные по большому количеству скважин, вскрывших четвертичные отложения, изучены сотни геологических отчетов, содержащие сведения о строении квартера изучаемой территории, проанализированы различные точки зрения. По результатам этих работ составлена рабочая схема строения четвертичных образований Нижней Волги, принципиально отличающаяся от предыдущих одним: сингильский горизонт не подстилает хазарский, а отвечает завершающей фазе регрессии раннехазарского бассейна и разделяет два горизонта хазара – нижний и верхний. Многочисленные данные бурения, а также результаты фаунистического и палинологического анализов показывают, что сингильские глины должны относиться к верхней части нижнего хазара, а не подстилать его, как принято в настоящее время. Датирование отложений позволит уточнить их положение в геохронологической шкале – конец среднего или начало позднего неоплейстоцена. Предлагаем считать сингильский фаунистический комплекс ранней стадией развития хазарского териокомплекса.

Список литературы:

Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы / Труды ГИН АН СССР. – Вып. 300. – М.: Наука, 1977. – 215 с.

Головачёв М.В. Сингильский териокомплекс как ранняя стадия развития хазарской фауны / ПАЛЕОСТРАТ-2015. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 26-28 января 2015 г. Программа и тезисы докладов. Алексеев А.С. (ред.). – М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2015. – С. 26-27.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий пра-Волги. – М.: Наука, 1966. – 412 с.

Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Проблемы Западного Казахстана. – Т. 2. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1945. – 236 с.

Леонтьев О.К., Фотеева Н.И. Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря: отчет о геоморфологических исследованиях в Прикаспии в 1958-1961 гг. – М.: Изд-во МГУ, 1965. – 152 с.

Православлев П.А. Предисловие к статье В.И. Громовой. // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1932. – В. 2. – С. 69-73.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений каспийского неоплейстоцена и голоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15. – № 5. – С. 95-112.

Седайкин В.М. Опорные разрезы четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия. Деп. // ВИНИТИ, № 1594-В-88. – 1988. – 190 с.

Фёдоров П.В. О четвертичной истории Каспийского моря. // Известия Всесоюз. Географического общества. – 1946. – Т. 78. – № 4. – С. 448-449.

Фёдоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды геологического института. – Вып. 10. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 298 с.

Шкатова В.К. Отчет по теме №139 «Изучение опорных разрезов четвертичных отложений СССР с целью разработки местных стратиграфических схем». Опорный разрез Западного Казахстана. ВСЕГЕИ, Ленинград, – 1973.

Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. – Смоленск: Маджента, 2005. – 300 с.

Gromov V.I., Alekseev M.N., Vangengeim E.A., Kind N.V., Nikiforova K.V., and Ravskii E.I. Correlation scheme for Anthropogene deposits of northern Eurasia. In K.V. Nikiforova (ed.), Correlation of Anthropogene deposits of Northern Eurasia. Abstr. VII Congress of INQUA. – M.: Nauka, 1965. – P. 5-33.

Nevesskaja L.A. History of the Genus Didacna (Bivalvia: Cardiidae) // Paleontological Journal. – 2007. – Vol. 41. – № 9. – P. 861-949.

Titov V., Golovachev M. Data on elephants from Middle – Upper Pleistocene sediments of Astrakhan Volga area (Astrakhan Region, Russia) / Abstract, VIth Intern. Conf. on Mammoths and their Relatives, Thessaloniki, Greece, 2014. – Special Vol. 102. – P. 200.

ПОЛОЖЕНИЕ ГЕЛАЗИЯ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ РОССИИ

А.С. Застрожнов[1], **А.С. Тесаков**[2], **Г.А. Данукалова**[3], **С.М. Шик**[4], **М.А. Шишкин**[1,5]

[1]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Ф.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия,* zast@vsegei.ru

[2]*Геологический институт РАН, Москва, Россия,* tesak@ginras.ru

[3]*Институт геологии УНЦ РАН, Казанский федеральный университет, Уфа, Россия,* danukalova@ufaras.ru

[4] *Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы, Москва, Россия,* smshick@list.ru

[5] *Научно-редакционный совет по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС РОСНЕДРА), Санкт-Петербург, Россия,* Mikhail_Shishkin@vsegei.ru

POSITION OF THE GELASIUM UNIT IN THE QUATERNARY STRATIGRAPHICAL SCHEME OF RUSSIA

A. Zastrozhnov, VSEGEI, S. Petersburg, Russia; A. Tesakov, Geological institute RAS, Moscow, Russia; G. Danukalova, Institute of Geology USC RAS, Kazan Federal University, Ufa, Russia

S. Shick, Regional inter-institutional stratigraphic committee on centre and south of Russian platform, Moscow, Russia; M. Shishkin, VSEGEI; Scientific and Editorial Board for Geological Mappping of the Russian Federation at the Federal Agency of Mineral Resources (NRS Rosnedra), St. Petersburg, Russia

Существует две основные точки зрения на положение ГЕЛАЗИЯ в Общей стратиграфической шкале (ОСШ) четвертичной системы России:

1) Гелазий включается в эоплейстоцен, который увеличивается для этого по сравнению с прежним объемом почти в два раза (Борисов, 2010; 2013; 2014; Шкатова, 2012);

2) Гелазий выделяется в особый нижний раздел плейстоцена – ПАЛЕОПЛЕЙСТОЦЕН, объем плейстоцена ОСШ остается прежним (Шик, 2011, 2013; Тесаков и др., 2014).

Рассмотрим доводы, приводимые Б.А. Борисовым, В.К Шкатовой в поддержку первой точки зрения.

1. Б.А. Борисов, В.К Шкатова утверждают, что «Упрощается структура квартера в ОСШ» и что «длинный эоплейстоцен» будет соответствовать нижнему плейстоцену МСШ.

Но уже существующий эоплейстоцен и предлагаемый палеоплейстоцен (гелазий) так же в сумме будут соответствовать нижнему плейстоцену МСШ.

И в Международной, и в Общей стратиграфической шкале гелазий непосредственно подчинялся отделу; по предложению Б.А Борисова, В.К Шкатовой его ранг понижается до подраздела.

Перейдем к рассмотрению предлагаемого нововведения в ОСШ – к понятию ПОДРАЗДЕЛ (Шкатова, 2012; Борисов, 2014).

Б.А. Борисовым, К Шкатовой предлагается ввести в ОСШ новый таксон — ПОДРАЗДЕЛ, который, по их мнению, служит цели сблизить МСШ и ОСШ («длинный» эоплейстоцен в таком случае будет соответствовать нижнему плейстоцену МСШ).

На деле же единственным смыслом такого нововведения является попытка заполнить таксономически «пустую» нижнюю часть предлагаемого «длинного» эоплейстоцена и обеспечить хотя бы некоторую иерархическую соподчиненность «длинного» эоплейстоцена и входящих в его верхнюю часть уже существующих в ОСШ двух звеньев – нижнего и верхнего.

На наш взгляд это не упрощает, а усложняет ОСШ, т.к. вводится дополнительный искусственный таксон, только запутывающий ситуацию.

В Стратиграфическом кодексе (СК) России в статье III.9 сказано: «*Раздел – таксономическая единица Общей стратиграфической шкалы, используемая в качестве подразделения подчиненного отделу (надразделу) четвертичной системы. Раздел имеет биостратиграфическую и климатостратиграфическую характеристики. Он соответствует относительно длительному этапу развития климата и охватывает несколько крупных климатических ритмов. Стратиграфический объем раздела определяется совокупностью стратотипов звеньев или ступеней*» (Стратиграфический…, 2006). Подчеркнем: стратиграфический объем раздела определяется совокупностью звеньев или ступеней.

Б.А. Борисов предлагает вариант схемы без выделения ступеней. Звенья же предусмотрены Б.А. Борисовым только для «верхнего подраздела» «длинного» эоплейстоцена. Но в соответствие со ст. III.9 «нижнее» и «верхнее» звенья в «длинном» эоплейстоцене образуют как раз утвержденный (современный) объем эоплейстоцена, но никак не «длинный» эоплейстоцен.

2. Рассмотрим второй довод Б.А. Борисова, В.К Шкатовой: «Соблюдается преемственность с предшествующими стратиграфическими схемами и геологическими картами, позволяющая сохранить выделенные отечественными геологами разделы эоплейстоцен и неоплейстоцен».

Надо заметить, что наши предложения не направлены против «выделенных отечественными геологами разделов эоплейстоцен и неоплейстоцен» – более того, мы предлагаем оставить их в прежних объемах (таблица). Что же касается преемственности «с предшествующими стратиграфическими схемами» вновь обратимся к

Стратиграфическому кодексу России, который как раз и определяет принципы составления стратиграфических схем. Статья XII.10: *«При изменении (уточнении) объема стратиграфического подразделения (кроме биостратиграфических) его название сохраняется в том случае, если это изменение не превышает одной трети стратиграфического состава данного подразделения».*

При включении гелазия в эоплейстоцен объем последнего увеличивается с 1,025 млн. лет до 1,807 млн. лет, т.е. на 76%. Как видим, следуя предложению Б.А. Борисова с коллегами, мы вступим в противоречие со СК России.

Чтобы обойти эту статью СК России Б.А. Борисов с коллегами обращаются к истории выделения эоплейстоцена в 1932 г. на Второй международной конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода (АИЧПЕ) в Ленинграде, когда эоплейстоцен занимал весь гелазий и нижний неоплейстоцен (миндель).

Положение гелазия в Общей стратиграфической шкале четвертичной системы России согласно предлагаемым вариантам

Международная стратиграфическая шкала (2011)				Общая стратиграфическая шкала (2012)					Предлагаемый вариант (Б.А. Борисов, В.К. Шкатова, Л.Р. Семенова)						Предлагаемый вариант (С.М.Шик, А.С.Застрожнов, А.С. Тесаков, Г.А. Данукалова, А.А. Величко, Ю.Б. Гладенков, Ю.А. Лаврушин, Т.А. Янина и др.)				
Система	Отдел (серия)	Подотдел (подсерия)	Ярус	Система	Надраздел (отдел)	Раздел (подотдел)	Звено	Ступень	Система	Надраздел (отдел)	Раздел (подотдел)	Подраздел	Звено	Ступень	Система	Отдел	Раздел (подотдел)	Звено	Ступень
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	голоцен			ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	голоцен				ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	голоцен					ЧЕТВЕРТИЧНАЯ	голоцен			
ПЛЕЙСТОЦЕН	СРЕДНИЙ	ВЕРХНИЙ	ТАРАНТСКИЙ*	ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН		ВЕРХНЕЕ	4 3 2 1	ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН		ВЕРХНИЙ	ВЕРХНЕЕ	4 3 2 1	ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН		ВЕРХНЕЕ	4 3 2 1
			ИОНИЧЕСКИЙ*				СРЕДНЕЕ	6 5 4 3 2 1				НИЖНИЙ	СРЕДНЕЕ	6 5 4 3 2 1				СРЕДНЕЕ	6 5 4 3 2 1
	НИЖНИЙ						НИЖНЕЕ	8 7 6 5 4 3 2 1					НИЖНЕЕ	8 7 6 5 4 3 2 1				НИЖНЕЕ	8 7 6 5 4 3 2 1
			КАЛАБРИЙСКИЙ			ЭОПЛЕЙСТОЦЕН Q_E	ВЕРХНЕЕ Q_{E1}			ЭОПЛЕЙСТОЦЕН Q_E		ВЕРХНИЙ $Q\,E_2$	ВЕРХНЕЕ $Q\,E_2\,I$				ЭОПЛЕЙСТОЦЕН Q_E	ВЕРХНЕЕ Q_{E1}	
							НИЖНЕЕ Q_{E1}						НИЖНЕЕ $Q\,E_2\,I$					НИЖНЕЕ Q_{E1}	
			ГЕЛАЗИЙ			?						НИЖНИЙ $Q\,E_1$					ПАЛЕОПЛЕЙСТОЦЕН (Q gl) (Q pp)?		
НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА																			

* Ярусы, не ратифицированные МСГН

Надо сказать, что и в дальнейшем в академических кругах эоплейстоцен иногда понимался шире или уже, включал весь акчагыл, но эти предложения никогда не были формализованы в виде схем МСК. Если правило приоритета понимать так, как это делают коллеги, то эоплестоцен должен охватывать диапазон гелазия – нижнего неоплейстоцена, а сегодняшний средний неоплейстоцен будет называться мезоплейстоценом, как это было принято в 1932 г.

Валидным же объемом эоплейстоцена на сегодняшний день является тот его объем, который принят в интервале 1.6-0.8 млн. лет Постановлением МСК (1995) по общей стратиграфической шкале четвертичной системы.

Что касается утверждения Б.А. Борисова, В.К Шкатовой о том, что не нарушается преемственность с геологическими картами, то этот постулат не соответствует действительности.

Введением «подраздела» здесь обойтись сложно, так как в любом случае *сегодняшний* нижний эоплейстоцен ОСШ будет отвечать *предлагаемому* Б.А. Борисовым верхнему эоплейстоцену (*«верхнему подразделу»*), его нижнему звену, но называться он будет «верхним» (таблица). Сплошная терминологическая путаница! Если сравнить предлагаемую Б.А. Борисовым индексацию вновь вводимых подразделений (таблица) и сравнить ее с существующей – то здесь разобраться сложно, а преемственность полностью отсутствует.

Рассмотрим доводы, приводимые в поддержку второй точки зрения.

Кроме уже указанного довода о преемственности с предыдущими схемами и сохранения традиционных отечественных разделов плейстоцена, можно привести следующие аргументы:

1. НЕ НАРУШАЕТСЯ Стратиграфический кодекс России.

2. Объем гелазия выделяется в отдельное подразделение (ПАЛЕОПЛЕЙСТОЦЕН, индекс Q_{Gl}), – так же, как это было сделано в 1995 г. при предыдущем понижении границы четвертичной системы, когда присоединенный интервал был выделен в качестве эоплейстоцена. При этом сохраняется преемственность в понимании стратиграфического положения и корреляции подразделений относящихся к гелазию, показанных на Государственных геологических картах за последние 20 лет.

В заключении авторы предлагают прекратить практику принятия решений по вопросам изменений в Общей стратиграфической шкале России в узком кругу руководителей комиссии по четвертичной системе МСК России и выносить их на обсуждение широкой геологической общественности. Такой процесс можно организовать в виде очного или заочного голосования в Региональных межведомственных стратиграфических комиссиях МСК России, а уже обобщенное мнение специалистов представлять на заседания четвертичной комиссии. Мы считаем, что деятельность комиссии по четвертичной системе всегда должна быть в рамках положений Стратиграфического кодекса России и учитывать в том числе интересы геологического картирования.

Список литературы:

Борисов Б.А. Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 41. – С. 24 – 26.

Борисов Б.А. О дальнейшем усовершенствовании Общей стратиграфической шкалы квартера для детализации карт четвертичных отложений, входящих в комплексы Госгеолкарты РФ // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция. Москва, 23-25 мая 2013 г. Сборник статей / – М.: ГИН РАН, 2013. – С. 365–375.

Борисов Б.А. О необходимости введения в общую стратиграфическую шкалу России новой таксономической единицы «подраздел» // Региональная геология и металлогения. – 2014. – № 57. – С. 77-79.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – Вып. 28. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 24 с.

Стратиграфический кодекс России. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Янина Т.А. Новые предложения по общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2014. – № 73. – М.: ГЕОС. –С. 13–15.

Шкатова В.К. Предложения по структуре общей стратиграфической шкалы квартера // Региональная геология и металлогения. – 2012. – № 52. – С. 23-25.

Шик С.М. Предложения по номенклатуре общей стратиграфической шкалы квартера // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12-17 сентября, 2011 г.). – Апатиты, СПб: Геологический ин-т КНЦ РАН. – 2011. – Т. 2. – С. 316–317.

Шик С.М. Предложения по общей стратиграфической шкале квартера. Всероссийская конференция. Москва, 23-25 мая 2013 г. Сборник статей / – М.: ГИН РАН, 2013. – С. 392-393.

Cohen K.M, Gibbard, P. G1obal chronostratigraphical correlation taЬle for the last 2.7 million years. Subcommission on Quatemary Stratigraphy (Intemational Commission on Stratigraphy). – Cambridge, England, 2011.

КАТАСТРОФИЧНЫЙ ХАРАКТЕР ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ В КАЙНОЗОЕ НА ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ

В.С. Захаренко

Мурманский государственный технический университет, Мурманск, Россия

CATASTROPHIC CHARACTER OF NATURAL PHENOMENA IN THE CENOZOIC IN THE WEST ARCTIC SHELF

V.S. Zakharenko, Murmansk State Technical University, Murmansk, Russia

Актуальность. Особые национальные интересы России в Арктике сосредоточены в области обороны, экономики, геополитики, науки и экологии. Высокий углеводородный потенциал шельфа является общепризнанным во всем мире. Поэтому не подвергается сомнению необходимость детального изучения и глубокого анализа возможных экологических рисков при освоении углеводородных ресурсов Арктики. В этой связи, все более актуальными становятся исследования морского дна, палеогеографических обстановок прошлого, а также современных проблем, связанных с газогидратами и сейсмичностью.

Сейсмостратиграфия и особенности осадконакопления. Недавно Международный Союз геологических наук официально оформил пересмотр геологической шкалы времени, поставив в основание четвертичного периода границу в 2,58 млн, совпадающую с палеомагнитным разворотом Гаусса-Матуйяма (Gibbard и др., 2010), а также сопоставленную с началом циклов ледникового возраста. Сопоставляя результаты, полученные в ходе работ ОАО МАГЭ с данными бурения, была проведена идентификация отражающих горизонтов.

Плиоцен-плейстоценовый этап развития Западно-Арктического шельфа состоялся, по крайней мере, в три этапа. Существовал начальной рост ледников в течение 2.3 -1.6 млн лет, представленный последовательностью R7-R6 (R7 – 2.3-2.4 млн лет; R6 – 1.6-1.7 млн лет). По данным бурения скв. ODP 986, рефлектор 7 характеризует переход от преимущественно глинистых гемипелагических осадков к более песчанистым осадкам, поступавшим к побережью Шпицбергена за счет речного стока и перенесенных к склону турбидитовыми потоками. Предполагается, что такой значительный объем осадков за сравнительно небольшой промежуток времени поступил за счет ледниковой экзарации на суше. Ледники, этого времени, не достигают шельфа, и ледниково-речной дренаж являлся главным транспортным механизмом осадков. На субаэральный этап развития Баренцева моря, приходились высокие темпы седиментации. Происходило быстрое наращивание осадков на кромке шельфа, которое спровоцировало оползни возникшие, как продукт селевых потоков. Во время этой начальной фазы, осадки, были, прежде всего, получены из региона Баренцева моря. Существовал этап дальнейшего ледникового расширения во время 1.5-1.3 млн лет, когда ледники достигали кромки шельфа. Отложения были нанесены непосредственно в верхней части склона на подледный дренаж и впоследствии переехали вниз, как селевые потоки. Архипелаг Шпицберген во время этой фазы стал доминирующим поставщиком осадочного материала. После времени 1,3 млн. лет (отражающий горизонт R5) было несколько эпизодов ледникового наступления и отступления на шельфе. Эти чередующиеся периоды ледниковых роста и распада привели к осадконакоплению последовательностей в виде селевых потоков. В верхнем плиоцене нами выделен горизонт R6a, который является подошвой мощного оползневого комплекса, эрозионное воздействие которого, вероятно, было наиболее сильным в северной части Поморского прогиба. Ледниковые конусы выноса, выраженные на склоне континентальной окраины западного Шпицбергена в виде клиньев с уменьшением мощности по направлению к суше, характеризуются хаотическим рисунком внутренних отражений (нижние ОГ – R7-R6), в то время как вышележащие последовательности показывают стратифицированный рисунок. Кроме того, нами установлена миграция депоцентров верхнеэоплейстоценовых отложений относительно нижнеэоплейстоценовых в южном направлении, что означает проградационное наращивание шельфа в конце эоплейстоцена, преимущественно в южном направлении и, в меньшей степени в западном. Четвертичные отложения (R3-дно) в пределах западной акватории развиты преимущественно на глубинах, превышающих 80-100 м. Насчитывается шесть клиноформ, наращивающих шельф и отражающих трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления. Четвертичные отложения достигают максимальной мощности на бровке шельфа до 1000м (Захаренко, 2005). Отличительной чертой осадконакопления в плейстоцене является стабильное присутствие ледников на шельфе арх. Шпицберген и их влияние на темпы седиментации и литологический состав осадков.

В Баренцевом море, согласно модели, представленной Матишовым, ледники оставляли свободной от глетчерного льда Центральную впадину, окаймляя ее плавающими льдами [Матишов и др., 2001]. Площадям, покрывавшимся ледником, несмотря на существенно различные оценки его мощности (от 300–500 м до 1–2 км) [Тарасов, 2001;Siegert, Dowdeswell, 2004], была свойственна последовательность постледниковых событий, приводивших к полной или почти полной деградации позднеплейстоценовых мерзлых толщ. Во время дегляциации, происходившей от 15 до 12–10 тыс. лет назад одновременно с трансгрессией, шельф представлял собой пресноводную или солоноватоводную акваторию [Матишов и др., 2001]. В конце раннего–среднем голоцене по бентосным фораминиферам фиксируется повышение температуры морской воды до 4–8°С [Погодина, 2001]. Таким образом, ледники Баренцева моря, как и всей европейской окраины Северной Атлантики, отражают большую изменчивость в зависимости от переноса тепла и влаги и носят динамичный характер.

Конусы выноса, как свидетельство катастрофичного характера развития. В отличие от динамической природы Шпицбергенско-Баренцевского ледяного покрова, граница ледникового покрова Восточной Гренландии оказывается гораздо более стабильной. Контрастное поведение двух ледовых щитов: Гренландского и Шпицбергенского, вероятно, связано с палеогеографической циркуляцией в Северной Атлантике. Восточная Гренландия находится под влиянием холодного Восточно-Гренландского течения, а развитие и поведение льда в Баренцевом море зависит от непрерывной, но с большими вариациями, Североатлантической меридиональной системы. Поставка материала со стороны Шпицбергена и Баренцева моря характеризуется крупными конусами выноса, построенными, в основном из селевых отложений, как было сказано выше. Такие крупные субмаринные конусы не найдены у Восточной Гренландии, где лед редко достигал шельфа, скорости седиментации были относительно низкими и транспортировка с отложением наносов были локализованы в нескольких крупных глубоководных системах субмаринных каналов [Hebbeln, 1994]. Гренландский ледник был более стабильным, чем ледники, находившиеся на европейской окраине Северной Атлантики.

Конусы выноса, сформированные селевыми отложениями, обвалы и огромные оползни свидетельствуют не только о повышенной динамичности, но и о катастрофичном характере природных явлений, происходивших в неоген-четвертичный период на всем Западно-Арктическом шельфе. Катастрофичность событий в геологическом прошлом заставляет нас по-новому осмыслить роль газогидратов не только как потенциальный источник энергоресурсов, но и как фактор экологического риска.

Газогидраты, как фактор экологического риска. Первые прогнозы гидратоносности осадков и пород базировались на предположениях о решающем вкладе в образование ГГ биохимического метана. Предполагалось почти повсеместное распространение газогидратов в Мировом океане при глубине дна более 300–600 м. В

последнее время, на основе фактического материала, все больше сведений о том, что ГГ могут иметь глубинное происхождение, при этом метан выходит из недр земли через разломы. На Западно-Шпицбергенской континентальной окраине, в зоне перехода континент-океан, зафиксирована мощная гравитационная аномалия (Хорнсуннский гравитационный максимум), пространственно приуроченная к зоне первичной субокеанической коры. Здесь же группируются выявленные локальные поднятия, то есть, мантийный диапир играет роль «обогревателя», способствующего созреванию УВ. Некоторые участки, предположительно связанные с газогидратами, также приурочены к глубинным разломам, что наводит на мысль об их эндогенном происхождении (Захаренко др., 2013).

В Баренцевом море в основании неоген-четвертичного комплекса, в волновом поле выделяются сейсмофации, связанные с палеоруслами и седиментационными процессами, характеризующими нестабильное осадконакопление. Предполагаемое распространение газогидратов в плейстоценовых отложениях обуславливает палеогеографическая ситуация, заключающаяся в сочетании субаэральных этапов развития с эпохами похолодания и промерзания пород. При этом в начальных фазах регрессии возникали дренированные каналы, сопровождавшиеся деятельностью текучих вод, выносом песков, средне – и грубообломочного материала с близлежащей палеосуши, которые, в свою очередь, становились коллекторами для газогидратов. В Баренцевом и Печорском морях выявлены диапиры (пинго). Образование диапиров обусловлено наличием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в глубинах недр. Нарушение плотности пород вызывает опасность их превращения в грязевой вулкан с выбросом метана. Так, в районе Штокмана, работами, проведенными МАГЭ, выявлен крупный диапир, не выраженный в рельефе дна. В случае усиления тектонической активности он может превратиться в грязевой вулкан с выбросом газа. Изучение условий образования как диапиров, так и газогидратов в целях экологической безопасности шельфов требует изучения палеогеографических обстановок не только в кайнозое, но и для более ранних геологических периодов.

Выводы. Крупные геодинамические события, происходящие в Арктике в кайнозое, отразились на катастрофичном характере природных явлений, характеризующимися формированием конусов выноса, сложенных селевыми отложениями, обвалами и огромными оползнями. Учитывая особую динамическую природу шельфа, следует изучать наличие газогидратов, находящихся вблизи поверхности дна, не только как к потенциальному источнику энергоресурсов, но и как к фактору экологического риска, в случае усиления тектонической активности или антропогенного воздействия. Выбросы метана по типу «цепной реакции» могут повлиять на изменение, как состава атмосферы, так и на направление теплых течений, вплоть до полной их остановки, что может спровоцировать глобальное похолодание, наступление которого в аспекте геологического диапазона времени, вполне вероятно. Освоение Арктического шельфа требует внимательного комплексного подхода, чтобы избежать экологической катастрофы и сохранить Арктику для будущих поколений.

Список литературы:

Богоявленский В.И. Изученность и перспективы нефтегазоносности российской и норвежской акваторий Баренцева моря // Арктика: экология и экономика. – 2011. – № 2. – С. 64—75

Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Распространение и ресурсы метана газовых гидратов // Наука и техника в газовой промышленности. – 2004. – № 1/2. – С. 5-13

Захаренко В.С., Казанин Г.С., Радченко М.С. Условия образования газогидратов на Шпицбергенской- Баренцевоморской континентальной окраине. // Естественные и технические науки. – №2. – 2013. – Издательство «Спутник +», Москва. – С. 158-163

Захаренко В.С. Потенциальный экологический риск, связанный с газогидратами на Западно-Арктической континентальной окраине. // Охрана окружающей среды в нефтегазовом комплексе. – М., 2011. – №4. – С. 21-26.

Захаренко В.С., Казанин Г.С, Павлов С.П. Предпосылки и условия формирования газогидратов на Штокмановской площади Баренцева моря. // Вестник МГТУ. – 2014. – Т.17. – №2. – С. 394-402.

ГРАНИЦА ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПО ЭНТОМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ ЯНСКОЙ СТОЯНКИ)

Е.В. Зиновьев[1], Е.Ю. Павлова[2], В.В. Питулько[3]

[1] *Институт экологии растений и животных УО РАН, Екатеринбург, Россия,* zin62@mail.ru

[2] *Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия,* pavloval@rambler.ru,

[3] *Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,* pitulkov@rambler.ru

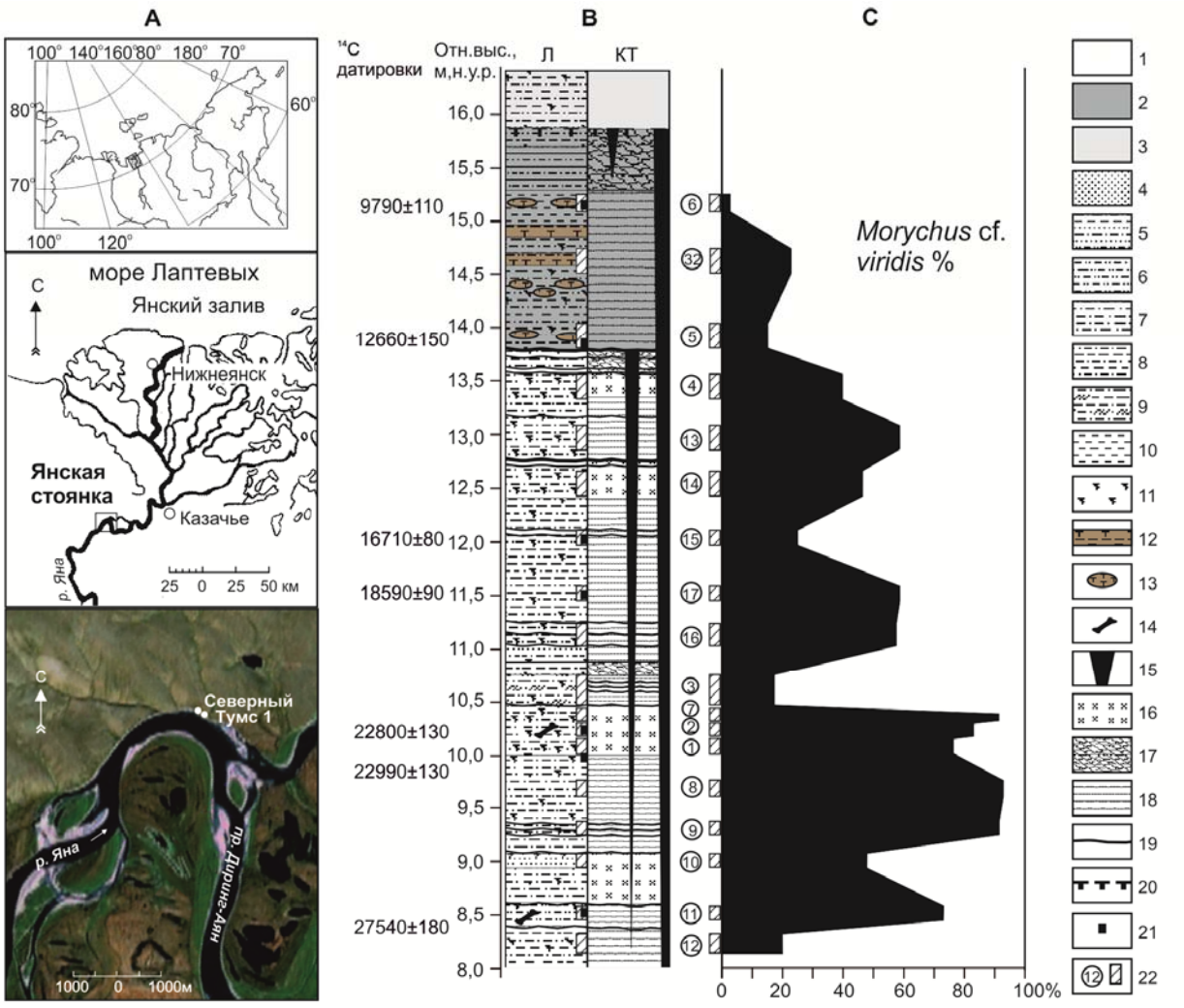
PLEISTOCENE-HOLOCENE BOUNDARY IN THE WEST OF YANA-INDIGHIRKA LOWLAND SEEN FROM THE INSECT FOSSIL DATA (YANA RHS CASE STUDY)

E.V. Zinoviev, Institute of Plant and Animal Ecology, UrB RAS, Ekaterinburg, Russia;
E.Yu. Pavlova, Arctic & Antarctic Research Institute, St Petersburg, Russia;
V.V. Pitulko, Institute for Material Culture History, RAS, St Petersburg, Russia

Палеоэнтомологические записи из разрезов плейстоцена на обширной территории Северо-Востока Азии от Чукотки до дельты р. Лена немногочисленны (Sher et al., 2005; Питулько и др., 2007, 2013; Wetterich et al., 2008; Kiselev, Nazarov 2009; Kuzmina et al., 2010). В этой области разрезы отложений, формирование которых

протекало бы непрерывно на протяжении плейстоцена и голоцена, встречаются крайне редко, что связано, с одной стороны, с прекращением аккумуляции синкриогенных плейстоценовых толщ ледового комплекса на рубеже голоцена, а с другой – с активным развитием термокарста и аласированием обширных площадей в голоцене (Каплина, 2009).

В западной части Яно-Индигирской низменности в нижнем течении р. Яна на протяжении ряда лет изучалось геологическое строение второй н/п террасы (отн. высотой 16-18 м н.у.р.), к отложениям которой приурочен культурный слой (КС) Янской палеолитической стоянки, залегающий в средней части разреза на отн. высоте 7,5-8,5 м н.у.р. Его возраст составляет 28,5-27,0 тыс. л.н. (Питулько, Павлова, 2010). Разрез террасы сложен отложениями ледового комплекса (ЛК) мощностью 14-16 м, представленными синкриогенными аллювиальными осадками с развитой сетью полигональных повторно-жильных льдов (ПЖЛ) двух генераций. На отложениях ЛК залегает покровный слой (ПС) мощностью от 0,6 до 2,5м. Локально в верхней части разреза наблюдаются торфяно-болотные отложения переменной мощности от 1 до 2,5м, пробитые голоценовыми ПЖЛ. Радиоуглеродное датирование показало, что позднеплейстоценовые отложения второй н/п террасы перекрыты осадками голоценового возраста. Изучение разреза в пункте Тумс 1 методами палинологического и палеоэнтомологического анализов продемонстрировало убедительную сходимость полученных результатов (Питулько и др., 2007, 2013). Первичные данные не позволили, однако, определить четкие хронологические рамки перехода от позднего неоплейстоцена к голоцену. Результаты новейших работ в пункте Северный Янской стоянки позволяют рассмотреть эту проблему (рис.).



Местоположение разрезов Янской стоянки, изученных палеоэнтомологическим методом (А), криолитологическая колонка пункта Северный (В) и содержание остатков Morychus cf. viridis в отложениях разреза пункта Северный (С). Криогенные подразделения: 1 – ледовый комплекс; 2 – покровный слой; 3 – сезонно-талый слой. Литология (Л): 4 – песок; 5 – переслаивание прослойков песка, алеврита и глинистого алеврита; 6 – песчаный алеврит; 7 – алеврит; 8 – песчано-глинистый алеврит; 9 – алеврит с прослойками органики; 10 – глинистый (пылеватый) алеврит; 11 – тонкие корешки в прижизненном положении; 12 – прослой торфа; 13 – линза торфа; 14 – костные остатки млекопитающих. Криотекстуры (КТ): 15 – повторно-жильный лед ; 16 – массивная; 17 – сетчатая; 18 – шлировая; 19 – шлир льда; 20 – граница СТС. Прочие: 21 – положение датированных образцов; 22 – номер и положение энтомологических проб.

Начало формирования отложений ЛК второй н/п террасы относится приблизительно к 40 тыс. л.н. (Питулько, Павлова, 2010). Формирование ПС началось после 12660 л.н. согласно ^{14}C датировке его подошвы. ^{14}C

датировки подошвы и кровли одного из торфяников верхней части разреза – 11850 ± 65 л.н. (ЛЕ-8476) и 11630 ± 60 л.н. (ЛЕ-8475) обозначают активизацию процессов торфонакопления после 11900 л. н.

Образцы для палеоэнтомологического анализа в районе раскопа Северный Янской стоянки были отобраны из верхней половины разреза с уровня ниже КС в интервале отн. высот 8-15,5 м н.у.р. Отбор проводился с интервалом 25-40 см по всей толще, было отобрано 19 образцов. Опробованный фрагмент разреза был детально продатирован, получено 7 ^{14}C датировок. Пять датировок в интервале 27540 ± 180 л.н. (Beta-271405) (уровень КС) – 16710 ± 80 (Beta-271408) происходят из отложений ЛК. Нижняя часть ПС датирована 12660 ± 150 л.н. (ЛЕ-8914), верхняя имеет возраст 9790 ± 110 л.н. (ЛЕ-8915).

Видовой состав жуков данного разреза в целом типичен для плейстоценовых отложений Северо-Восточной Сибири, изученных С.В.Киселевым (1981, Kiselyov, Nazarov, 2009) и С.А.Кузьминой (Sher et al., 2005; Кузьмина, Мэттьюз, 2012). Одной из особенностей изученных энтомокомплексов является высокое содержание фрагментов пилюльщиков *Morychus*, относимых к виду *M. viridis,* хотя нельзя исключать и того, что мы имеем дело с комплексом видов, очень слабо различимых морфологически.

В нижней части разреза (отн.высота 8-12м н.у.р.), охарактеризованной ^{14}C датировками в интервале 27,6-18,6 тыс. л.н., в отложениях ЛК содержание *M.* cf. *viridis* достигает 90,7-91,9% от общего числа особей. Число фрагментов этого вида сильно колеблется даже в пределах этой толщи, например, в пробах, взятых практически рядом – LY09-EF1/7 (отн.высота 10,3-10,5 м н.у.р.) и LY09-EF1/3 (отн. высота 10,5-10,7 м н.у.р) содержание *Morychus* cf. *viridis* меняется принципиально – от 91,2% до 17,0% соответственно. Помимо *Morychus*, в пробах из нижней части отложений ЛК представлены арктические и арктобореальные виды жуков, а также степные виды, в частности долгоносики рода *Stephanocleonus* (определенные А.А.Легаловым как *S. eruditus, S. foveifrons*, *S.* cf. *leucopterus*). Несмотря на некоторые различия, наблюдаемые в пределах данного разреза, в целом жуки отражают условия холодного и сухого климата, причем индикаторами континентальных условий служат именно долгоносики рода *Stephanocleonu*s. Пилюльщики *Morychus* cf. *viridis* традиционно считаются обитателями сухих гемикриптофитных степей и тоже могут свидетельствовать о подобных климатических условиях, однако пока статус этой группы не до конца ясен.

Верхняя часть отложений ЛК (отн. высота 12-13,5 м н.у.р., пробы EF 2/4-2/6), имеющая ^{14}C датировку 16,7 тыс. л.н., характеризуется уменьшением доли *M.* cf. *viridis* за счет увеличения содержания как тундровых, так и ксерофильных насекомых, среди которых появляются такие виды как *Harpalus* spp., *Cymindis arctica*, *C. binotata*. Доля *M.* cf. *viridis* в этих пробах колеблется в пределах от 58,2% до 24,3%. Энтомокомплекс пробы EF2/4 может отражать более аридный климат в сравнении с условиями формирования нижележащих отложений.

Дальнейшее снижение содержания *M.* cf. *viridis* до 14,7% отмечено в нижней части ПС – образце EF2/5 (отн. высота 13,8-14,1 м н.у.р.), датированном 12660 л.н.. В составе данного комплекса увеличивается содержание видов, связанных с сухими тундрами (29,8%), возрастает видовое разнообразие ксерофильных насекомых (жужелиц родов *Harpalus* и *Cymindis*). Подобный комплекс в полной мере отражает условия холодного и сухого климата, соотносимый с тем, что реконструирован для предыдущего (EF2/4) образца.

Рубеж плейстоцена-голоцена характеризует видовой состав энтомокомплекса пробы NP/32, отобранной из основания торфяно-болотных отложений верхней части разреза (отн. высота 14,5 м н.у.р.), датируемого 11,9-11,6 тыс. л.н. Энтомокомплекс имеет смешанный облик. В нём представлены тундровые и степные (ксерофильные) виды (*Stephanocleonus* spp.,, *Poecilus* (*Derus*) spp. и др.), отмечается *Morychus* cf. *viridis* (23,2 % от общего числа особей), в то же время появляются обитатели водных и околоводных биотопов (*Hydroporus* sp., *Helophorus* cf. *splendidus* и др.), а также *Dicheirotrichus mannerheimi*, характерный для голоценовых отложений региона (Питулько и др., 2013). Своеобразный видовой состав образца, вероятно, обусловлен сменой температурного режима и условий увлажнения на рубеже голоцена и одновременным сосуществованием ксерофильных и криофитостепных унаследованных группировок энтомофауны позднеледниковья и вновь появляющимися тундровыми и прибрежными группировками насекомых голоцена.

Видовой состав жуков в образце EF2/6, отобранном из верхней части ПС (отн.высота 15,2-15,3 м н.у.р.) и датированном 9790 ± 110 л.н. (ЛЕ-8915), принципиально отличается от ориктоценозов из нижележащих слоев по следующим признакам: 1) незначительное содержание *M.* cf. *viridis* (0,8% от общего числа особей); 2) высокое число таксонов, связанных с околоводными и заболоченными биотопами (38,1% от общего числа особей); 3) наличие отдельных ксилобионтных лесных насекомых, таких как короед *Phoelotribus spinulosus,* связанный с елью (Старк, 1952), а возможно, с лиственницей. Этот энтомокомплекс отражает условия умеренно холодного и влажного климата. По содержанию основных таксономических групп он ближе к голоценовым комплексам насекомых тундровой зоны Полярного Урала и Западной Сибири (Панова и др., 2003), нежели к восточносибирским плейстоценовым фаунам, и характеризует преобладающее развитие тундровых биотопов в начале голоцена на западе Яно-Индигирской низменности.

Современные сборы, проведенные на месте данного местонахождения, показали наличие здесь значительного числа видов тундровой группы – *Pterostichus sublaevis*, *Amara torrida*, *Pterostichus* (*Cryobius*) *pinguedineus* и др.. Отмечен ряд лесных видов –*Monochamus galloprovincialis.*, *Trachyptedra acuminata*, *Callirus albosparsus*.

Таким образом, в разрезах Янской стоянки четко прослеживается смена энтомокомплексов на границе поздний плейстоцен – голоцен. Изменения видового состава в группировках насекомых, выявленные в верхней части разреза, обусловлены климатическими факторами. На рубеже позднего плейстоцена и раннего голоцена на западе Яно-Индигирской низменности произошло резкое увлажнение климата. Начало этого процесса проявилось в смене ксерофильных и криофитостепных группировок насекомых тундровыми и прибрежными энтомокомплексами около 11,8-11,6 тыс. л.н. В раннем голоцене (около 9,8 тыс. л.н.) существовали преимущественно тундровые группировки энтомофауны.

Список литературы:

Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII. – №4. – С.3–17.

Киселев С.В. Позднекайнозойские жесткокрылые Северо-Востока Сибири. – М: Наука,1981. –116 с.

Кузьмина С.А., Мэтьюз Д.В. Позднекайнозойские насекомые Берингии // Евроазиатский энтомологический журнал. – 2012. – Т. 11. – Прил. 1. – С.59–97.

Панова Н.К., Янковска В., Корона О.М., Зиновьев Е.В. О динамике растительности и экологических условий на Полярном Урале в голоцене // Экология. – 2003. – № 4. – С.248–260.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. – СПб: Наука, 2010. – 264 с.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Басилян А.Э., Тумской В.Е., Анисимов М.А. Природно-климатические изменения на Яно-Индигирской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири// ДАН. – 2007. -Т.417. -№ 1. -С.103-108.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Басилян А.Э., Анисимов М.А. Ландшафтно-климатические изменения в районе Янской палеолитической стоянки в позднем неоплейстоцене-голоцене на западной части Яно-Индигирской низменности // Вестник СВНЦ СО РАН. – 2013. – №1. – С.16–29.

Старк В.Н. Короеды. Фауна СССР. Т.31. Жесткокрылые. – М., Л.: Изд. АН СССР, 1952. – 462 с.

Kiselev S.V., Nazarov V.I. Late Cenozoic insects of Northern Eurasia // Paleontological Journal. – 2009. – Vol. 43. -No. 7. – P.723–850.

Kuzmina S.A., Sher A.V., Edwards M.E., Haile J., Yan E.V., Kotov A.V., Eske Willerslev E. The late Pleistocene environment of the Eastern West Beringia based on the principal section at the Main River, Chukotka // Quaternary Science Reviews (QSR). – 2010. – Vol. 30. – P.2091–2106.

Sher A., Kuzmina S. Beetle records/Late Pleistocene of northern Asia. In: Elias S. (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science. Vol. 1. – Amsterdam: Elsevier. 2007. – P.246–267.

Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews. – 2005. – Vol. 24. – P. 533–569.

Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H., Schirrmeister, L., Kuznetsova T., Sierralta M. Palaeoenvironmental dynamics inferred from late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island, Lena Delta, Northeast Siberia, Russia // QSR. – 2008. –Vol. 27. –P.1523–1540.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО КОМПЛЕКСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ КАТУНЬ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

И.Д. Зольников[1,3], Е.В. Деев[2,3], Г.Г. Русанов[4], Д.В. Назаров[5,6], С.А. Котлер[1,3]

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,* zol@igm.nsc.ru

[2]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия,* deevev@ngs.ru

[3]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия,* sonechks@ya.ru

[4]*ОАО Горно-Алтайская экспедиция, с. Мало-Енисейское, Россия,* rusgennadij@mail.ru

[5]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*

[6]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия,* d.nazarov@spbu.ru

NEW DATA ON AGE OF THE POSTGLACIAL QUATERNARY SEDIMENTS IN THE VALLEY OF THE KATUN RIVER (ALTAI MOUNTAINS)

I.D. Zolnikov, E.V. Deev, G.G. Rusanov, D.V. Nazarov, S.A. Kotler,

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,

A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia,

Novosibirsk State University, Russia, Gorno-Altaisk expedition, Maloyeniseiskoye village, Russia

Saint-Petersburg University, Saint-Petersburg, Russia,

A.P. Karpinsky russian geological research institute, Saint Petersburg, Russia

Возраст последнего оледенения Горного Алтая, которое формировало ледниково-подпрудные озера в Чуйской, Курайской и Уймонской котловинах до сих пор является предметом дискуссии. В соответствии с классическими представлениями предшественников (Девяткин, 1965) в плейстоцене максимальным для региона было среднеплейстоценовое оледенение; гораздо меньшим по размеру оказалось оледенение начала позднего плейстоцена, а оледенение конца позднего плейстоцена оставило в основном каровые и горно-долинные морены. Современная региональная стратиграфическая схема (Борисов, 2008), не способствует решению проблемы, т.к. остаются вопросы о распространении выделенных в ней верхнеплейстоценовых аккемской и чибитской морен. Ряд исследователей считает, что последнее обширное оледенение на Горном Алтае соответствует по времени второй морской изотопной стадии (МИС-2), т.е. интервалу 10-23 тыс. л.н. Другие полагают, что ледниковый максимум позднего плейстоцена в горах Алтая приходится на МИС-4 или даже на холодные подстадии стадии МИС-5, т.е. древнее 50-60 тысяч лет назад. Геохронологические данные, подтверждающие или опровергающие эти два мнения в значительной степени противоречивы.

Прежде всего, следует отметить, что термолюминесцентные даты первого поколения (Разрез …, 1978) не кондиционны и использоваться для определения возраста отложений не могут (Бутвиловский, 1993; Зольников, 2008). Использование новейших ТЛ технологий В.С. Шейнкманом (Шейнкман, 2002) показало, что формирование всей сероцветной толщи морен опорного Чаганского разреза укладывается в интервал от 135 □ 15 до 58 □ 7 тысяч лет назад. Серия радиоуглеродных и термолюминесцентных дат в аллювии и покровном комплексе на площадках средних террас Чуи и Катуни (Деев и др., 2013; Зольников, Мистрюков, 2008; Herget, 2005; Lehmkuhl et al., 2006) характеризуют в геологических разрезах послеледниковую историю магистральных долин Горного Алтая не моложе 40-50 тыс. л.н. Вместе с тем, ряд радиоуглеродных дат и ^{10}Be- датировки (Рудой, 2005; Рудой, Земцов, 2010; Русанов, Орлова, 2013) указывает на несколько дилювиальных событий в интервале от 23 тыс. л.н. до 6 тыс. л.н. с особым акцентом на суперпаводок 15 тыс. л.н., согласно бериллиевым датировкам поверхностей дропстоунов. Очевидно, что эти данные противоречат друг другу.

Для устранения противоречия коллективом авторов данной статьи предприняты полевые исследования с ревизией ключевых разрезов территории.

В Абайской котловине на левом берегу р. Абай в 5,7 км ниже села Сугаш ранее описано обнажение основной морены, в которой на глубине 5 м обнаружен череп бизона, что позволило получить радиоуглеродную дату 18590±345 лет (СОАН-6612) (Русанов, Орлова, 2013). Ревизия разреза показала, что он приурочен к уступу террасы реки Абай, которая имеет хорошо выраженную в рельефе обширную площадку. Никаких гляциальных форм рельефа рядом нет. В обнажении вскрыты щебнедресвяники с редкой хорошо окатанной галькой и прослоями алеврита. Ледогранники отсутствуют. Отложения представляют собой аллювий верхнего течения горной реки, для которого характерна плохая окатанность обломочного материала русловой фации и маломощные выдержанные прослои параллельно слоистых алевритов и песков пойменной фации. То, что описывалось ранее как гляциодислокации является оползневыми и оплывневыми деформациями. Таким образом, в этом разрезе дата характеризует не последнее оледенение, а послеледниковый аллювий.

В Абайской котловине на левом берегу р. Абай, в 0,7 км от с. Сугаш ниже по течению реки в карьере высотой 10 м ранее описана основная морена, где на глубине 10 м найден фрагмент бедренной кости шерстистого носорога, что позволило получить радиоуглеродную дату 40200 ± 1100 лет (СОАН-8244) (Русанов, Орлова, 2013). Ревизия разреза показала, что отложения представлены существенно дресвяно-щебнистым и щебнегалечным материалом с песчано-алевритовым и гравийно-песчаным заполнителем. Обломочный материал представлен преимущественно зеленосланцевыми породами теректинского комплекса. Присутствующая галька плохо окатана. Слоистость субпараллельная наклонная, косая и пологомульдообразная. Присутствуют линзы и прослои песчанистых глин, мелкозернистых песков, и песчаных гравийников мощностью от первых сантиметров до 1 м и протяженностью от 2 до первых десятков метров. Эти текстурно-структурные особенности свидетельствуют о пролювиальном генезисе отложений. Соответственно, и в этом разрезе дата характеризует не последнее оледенение, а послеледниковый пролювий.

Изучение отложений Тюгурюкской и Абайской котловин было предпринято в связи с тем, что их позднеплейстоценовую историю следует рассматривать вместе с историей Уймонской котловины, т.к. во время оледенений они затапливались единым ледниково-подпрудным озером. Изучение обнажений в Уймонской котловине и на прилегающей территории позволило выявить наиболее распространенные генетические типы четвертичных отложений района и установить закономерности их геологических взаимоотношений. OSL-датирование ледниково-озерных осадков в уступе террасы северо-восточного борта Уймонской котловины показало их возраст 101 ± 10 тыс. лет назад, что сопоставляется с холодными подстадиями МИС-5. На северном борту Уймонской котловины поверх ледниково-озерных осадков широкое распространение имеют оплывневые миктиты эпохи спуска ледниково-подпрудного озера. Поверх оплывневых образований залегает субаэральный комплекс с лессами, в которые включены три погребенных почвы. Три OSL-даты лессов в интервале 43-49 тыс. л.н. позволяют сделать вывод о начале их формирования ранее МИС-3. Это подтверждается запредельной радиоуглеродной датой (более 45 тыс. л.н.) речных отложений, врезанных в озерно-ледниковую террасу (Деев и др., 2013), а также в суперпаводковые отложения эпохи спуска последнего палеоозера. Три OSL-даты пойменных алевритов и песков аллювия второй террасы реки Катунь в пределах Уймонской котловины с возрастом в диапазоне 77-89 тыс. л.н. позволяют предположить, что последний послеледниковый речной врез в долине Катуни начался по завершению МИС-5 и продолжается вплоть до настоящего времени.

Ревизия разрезов и получение новых геохронологических данных позволяет более надежно аргументировать отсутствие обширного оледенения, ледниково-подпрудных бассейнов и гляциальных суперпаводков в МИС-2 и предполагать более древний возраст последнего оледенения Горного Алтая. Неразрешенными остаются противоречия между данными радиоуглеродного и OSL-метода с одной стороны, а также бериллиевых дат по дропстоунам и голоценовых TL-датировок суперпаводков с другой стороны. Возможно, более поздние паводки связаны с прорывами моренно-подпрудных и завально-подпрудных озер в обстановках межледниковья. Полученные геохронологические данные нуждаются в статистическом наращивании, что позволит уточнить и дополнить полученные результаты.

Список литературы:

Борисов Б.А. Четвертичная система. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления межведомственного комитета и его постоянных комиссий. – Выпуск 38. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ. – 2008. – С. 115-127.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А., Гуськов С.А. Следы древних землетрясений в аллювии р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай) // Доклады Академии наук. – 2013. – Т. 449. – № 5. – С. 558-563

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Тр. ГИН. – 1965. – Вып. 126. – 243 с.

Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2008. – Т.49. – № 9. – С.906-918.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. Новосибирск: Параллель, 2008. – 180 с.

Разрез новейших отложений Алтая. (Опорные разрезы новейших отложений) / Свиточ А. А. и др. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 206 с.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). – Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. – 224 с.

Рудой А.Н., Земцов В.А. Новые результаты моделирования гидравлических характеристик дилювиальных потоков из позднечетвертичного Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера // Лед и снег. – 2010. – №1 (109). – С.111-118.

Русанов Г.Г., Орлова Л.А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. – Бийск: ФГБОУ ВПО “АГАО”, 2013. – 291 с.

Шейнкман В. С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. – Вып. 93. М.: Изд-во ИГ РАН, 2002. – С. 41–55.

Lehmkuhl F., Zander A., Frechen M. Luminiscence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southen Siberia) // Quaternary Geochronology. – 2006. – P. 1–7.

Herget J. Reconstruction of Pleistocene ice-dummed lake outburst floods in the Altai Mountans, Siberia / Special papers № 386, (Geological Society of America). – 2005. – 118 p.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, zykin@igm.nsc.ru

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF QUATERNARY OF WESTERN SIBERIA: CURRENT STATUS AND PRINCIPAL PROBLEMS

V.S. Zykin, V.S. Zykina, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB of the RAS, Novosibirsk, Russia

Западная Сибирь охватывает огромную территорию развития разнофациальных континентальных отложений в центральной части Евразии. Она включает Западно-Сибирскую равнину и ее южное обрамление, в которое входят Горный Алтай, Салаир и Кузнецкий Алатау. Эта территория очень контрастна по геоморфологическому положению, тектоническому режиму, гипсометрии, условиям залегания кайнозойских отложений и истории геологического развития регионов, а также состоянию их изученности. Несмотря на достаточно длительную историю исследования четвертичных отложений Западной Сибири и значительные достижения в уточнении стратиграфической последовательности этой территории, в выявлении основных стратиграфических рубежей, в сопоставлении основных региональных событий с глобальными, а также в составлении разнообразных вариантов палеогеографических реконструкций многие вопросы стратиграфии и палеогеографии остаются дискуссионными.

Начавшееся реформирование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы России, связанная с преобразованием Международной стратиграфической шкалы и понижением нижней границы четвертичной системы до уровня 2,58 млн. лет (Head et al., 2008), дает возможность максимально приблизить стратиграфические подразделения ОСШ России к МСШ. Так, необходимо привести в соответствие с МСШ принятое МСК деление плейстоцена на подотделы (разделы) – неоплейстоцен и эоплейстоцен. Введение МСК в ОСШ четвертичной системы ступеней, соответствующим стадиям изотопно-кислородной шкалы океанов, выделенных в едином разрезе, значительно повышает детальность и корреляционные возможности этой шкалы, но принятая их номенклатура с нумерацией для каждого звена плейстоцена приведет к существенной путанице при их использовании в качестве операционных единиц. Поэтому, для их обозначения необходимо принять номенклатуру, соответствующую нумерации изотопно-кислородных стадий, с отсчетом сверху вниз.

В качестве основного критерия проведения нижней границы четвертичной системы выбрано первое глубокое похолодание климата на уровне 2,588 млн. лет назад вблизи рубежа хронов Гаусс-Матуяма, связанное с началом оледенения Северного полушария (Head et al., 2008). В Западной Сибири это похолодание зафиксировано в основании иртышского горизонта сменой фаун млекопитающих, окончательным вымиранием теплолюбивых элементов в западносибирской пресноводной фауне моллюсков и приобретением ей современного облика, а также изменениями в составе растительности и остракод. Вблизи этого рубежа в Чуйской котловине Горного Алтая (разрезы башкаусской свиты по долинам рек Туерык и Чаган) установлены следы самого древнего плейстоценового оледенения в виде ледогранников и штрихованных валунов. К началу плейстоцена восходит формирование основных элементов современной гидросети Горного Алтая со стоком на север (башкаусское время). Широкое распространение башкаусских речных отложений во многих впадинах и речных долинах Горного Алтая указывает на то, что в это время сформировались основные элементы современной гидросети и рельефа, а также основные тектонические структуры.

Возможности стратиграфического расчленения и корреляции, а также методы изучения и картирования отложений отдельных частей стратиграфической шкалы четвертичной системы в расширенном объеме резко отличаются. В стратиграфической последовательности Западной Сибири в интервале 2,58-0,78 млн. лет, соответствующему нижнему плейстоцену, выделяются иртышский и ерестнинский горизонты, сопоставляемые с гелазским и калабрийским ярусами. Иртышский горизонт, охарактеризован лебяжьинской фауной млекопитающих, сопоставленной со средневиллафранкской фауной Европы (Вангенгейм, 1977) и иртышским и муккурским комплексами пресноводных и наземных моллюсков. Этот горизонт, являющийся возрастным аналогом гелазия Средиземноморья, включает иртышскую, барнаульскую и муккурскую свиты. Он отчетливо делится на два климатостратиграфических подгоризонта – относительно холодный иртышский, соответствующий претиглию Западной Европы и теплый муккурский, сопоставляемый с тиглием. Ерестнинский горизонт включает разновозрастные свиты, пачки и слои недостаточно охарактеризованные биостратиграфически и плохо скоррелированные между собой. В них очень слабо проявляется цикличность осадконакопления. Продолжительность как региональных, так и глобальных стратиграфических подразделений этой части шкалы квартера составляют сотни тысяч лет, а преобладающими методами расчленения и корреляции являются биостратиграфические методы.

При расчленении и корреляции четвертичных отложений в интервале 11-900 тыс. лет для дробного расчленения и корреляции используются преимущественно климатостратиграфические и геохронологические методы, позволяющие выделять и прослеживать стратиграфические подразделения продолжительностью десятки тысяч лет. Это очень хорошо видно на примере лессовой толщи, представляющий покровный комплекс с отчетливо выраженной цикличностью осадконакопления. Она имеет широкое распространение в Западной Сибири. Начало ее формирования на Предалтайской равнине относится к МИС 22 на уровне около 900 тыс. лет, когда во время существенных похолоданий климата на юге Западной Сибири возникали сухие пустынные обстановки осадконакопления. В полной лессово-почвенной последовательности Западной Сибири выделяется 11 педокомплексов, включая голоценовый, соответствующих теплым нечетным МИС. Они разделены мощными слоями лессов, сопоставленными с холодными четными МИС. В позднем плейстоцене во время значительного возрастания аридизации климата в холодные эпохи распространение лессов резко расширилось, они получили широкое развитие на междуречных пространствах Западно-Сибирской равнины и Казахстана вплоть до широтного отрезка Оби. В южной части Западно-Сибирской равнины во время аккумуляции позднеплейстоценового сартанского лессового покрова (МИС 2) сформировались две разновозрастные генерации гривного рельефа, между которыми во время увлажнения климата образовывались или озерные осадки с возрастом около 14 тыс. лет (котловина оз. Чаны) или суминская почва. К северу от широтного отрезка Оби позднеплейстоценовая лессовая толща переходит в эоловые пески с ветрогранниками, представляющие отложения настоящей пустыни. Пески широко распространены на междуречных пространствах и залегают покровом. Их следует выделить в самостоятельное стратиграфическое подразделение внутри сартанского горизонта – надымскую свиту. Расчленение и прослеживание стратиграфических элементов лессовой толщи возможно с точностью до подстадий МИС. Так как в стратиграфической шкале лессово-почвенной последовательности среднего и верхнего плейстоцена стратиграфические горизонты отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата, она должна являться единственной эталонной шкалой для внутри региональных корреляций сибирских разрезов.

Особенно важное значение для стратиграфического расчленения и корреляции четвертичных отложений горных стран при почти полном отсутствии в них палеонтологических остатков приобретает климатостратиграфический метод, использование которого невозможно без определения генетических типов отложений при выделении ледниковых и межледниковых горизонтов. В связи с обострившейся в последнее время дискуссией о генезисе разновозрастных отложений, выполняющих долины р. Чуя и Катунь при изучении опорных разрезов Горного Алтая особое внимание уделялось выявлению их генетических особенностей.

В последнее время некоторые исследователи большую геологическую роль в осадконакоплении в долинах рек Чуя и Катунь в четвертичное время отводят гигантским паводкам, обусловленных катастрофическими прорывами ледниково-подпрудных озер. По их мнению, одним из критериев отнесения рыхлых отложений к осадкам суперпаводков является наличие в них скоплений глыбового материала. Одним из основных ключевых участков для определения условий осадконакопления во многих речных долинах Горного Алтая в четвертичном периоде является район в долине р. Катунь вблизи устья р. Иня в Яломано-Катунской зоне. На этом участке на поверхности 65-метровой террасы в левом борту р. Катунь находится крупное скопление глыб, состоящее из коренных пород, слагающих борта инской долины. Некоторые из глыб этого скопления имеют плоские ровные пришлифованные поверхности, которые могли быть образованы только в результате стесывания и шлифовки движущимся ледником. Глыбы палеозойских сланцев раздроблены на мелкие призматические блоки открытыми трещинами кливажа, которые могли сформироваться только в коренном залегании этих пород. При попадании в довольно мощный поток глыбы с подобной системой трещин должны были распадаться на мелкие обломки. Проведенный анализ наличия глыб сланцев с открытыми трещинами кливажа в современном аллювии и в древних речных отложениях террас долин Катунь и Чуя показал, что такие глыбы отсутствуют как в древних, так и современных речных отложениях, поэтому данный признак является надежным критерием ледниковых отложений на Горном Алтае. Единственным способом транспортировки глыб с призматической трещиноватостью с сохранением их цельности мог быть только ледник, являющийся менее подвижной средой чем водный поток. Полученные данные свидетельствуют, что глыбы, формирующие крупное скопление на поверхности террасы и образующие ее цоколь, а также отдельные глыбы на склонах уступа 180-метровой террасы у устья р. Иня, принесены позднеплейстоценовым ледником, выдвигающимся по

долине Ини в долину Катуни. Во время существования ледника сток в долине отсутствовал или был значительно слабее современного.

Существенное влияние на строение, состав, мощность, условия залегания и формирования рыхлых отложений, залегающих в речных долинах, оказывает структура и состав горных пород, слагающих борта и днище долин. Так, борта долин рек Чуя и Катунь в Яломано-Катунской зоне сложены преимущественно палеозойскими сланцами, дающими при физическом разрушении, особенно во время холодных эпох, слабо окатывающиеся остроугольные обломки различных размеров. Эти обломки в больших количествах присутствуют в отложениях разного возраста, вплоть до голоцена в различных генетических типах осадков (речных, озерных, ледниковых, склоновых) в долинах рек Чуя и Катунь в виде дресвы и щебней, часто образующих отдельные линзы и слои. Огромное количество этого мелкообломочного материала образовывалось в результате интенсивного промерзания во время оледенений, накапливалось на склонах речных долин и в значительных количествах поступало в них при увеличении влажности климата. Перегруженность рыхлыми наносами русла приводила к образованию конструктивного аллювия, имеющего линзовидно-слоистое циклическое строение, и заполнению речных долин осадками. Следовательно, наличие мелких остроугольных обломков различных размеров («дресвяников и щебнедресвяников») в рыхлых толщах долин рек Чуя и Катунь, объявленных «визитной карточкой суперпаводков» (Зольников и др., 2009) не является их характерной особенностью, а связано с их накоплением в мощных толщах конструктивного аллювия в стадию заполнения долин. Проведенные исследования показали, что долины рек Чуя и Катунь Горного Алтая выполнены склоновыми, ледниковыми и речными образованиями, а также флювиогляциальными отложениями, во время которых сток в долинах существенно увеличивался. Утверждение о незначительной роли аллювия в строении рыхлых толщ долин Чуи и Катуни основано на достаточно поверхностном осмотре и описании обнажений, без прослеживания геологических тел и их границ, а также недостаточно детальном текстурном анализе. Так, в «детально» изученном разрезе в правом борту Катуни, в овраге в 600 м ниже устья Чуи, который принят за лектостратотип сальджарской толщи, пропущена аллювиальная толща, среднезернистых полимиктовых песков мощностью 60 м с типичными текстурами речных отложений.

Одним из дискуссионных вопросов, возникающим при определении возраста четвертичных отложений по растительным остаткам является проблема корреляции палинофлор, находящихся в разных климатических зонах. Так, проведенная некоторыми исследователями корреляция четвертичных отложений по сходству систематического состава флор Западной Сибири, относящихся к Сибирскому флористическому региону, с флорами Кавказа и Приморья, находящимися в более теплых климатических зонах, привела к значительному омоложению отложений стоянки Карама (Болиховская, 2007). При этом не учитывалась ни географическая зональность положения сравниваемых разрезов, ни провинциальные особенности исторического развития флор. Палинофлора алтайской стоянки Карама, содержащая значительное количество теплолюбивых экзотических элементов, в том числе хмелеграб *Ostrya* sp., шелковицу *Morus* sp., маньчжурский орех *Juglans mandshurica* и многие другие, отнесена к низам нижнего неоплейстоцена – аналогам МИС 19-16. При этом из одного слоя, литологически однородных красноцветов мощностью 2,55 м, выделены палинофлоры, отнесенные к двум МИС – 16 и 17. Последней флорой в Западной Сибири, содержащей до 10-15% термофильных элементов, является барнаульская флора, а в более молодых межледниковых флорах их количество совсем незначительное (липа, вяз) (Волкова, 1977, 1991). В настоящее время только непрерывная спорово-пыльцевая запись Северной Азии, полученная Е.В.Безруковой из донных осадков оз. Байкал (Глобальные…, 2008), позволяет проводить достоверные корреляции верхнекайнозойских отложений Сибири и является эталонной. Она отчетливо показывает, что окончательное вымирание всех умеренно-теплолюбивых элементов на территории юга Сибири произошло около 1,5 млн. лет назад. Эти данные не позволяют помещать караминскую палинофлору моложе этого рубежа. Таким образом, сходные по систематическому составу флоры, находящиеся в разных климатических зонах не являются одновозрастными.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00599) и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 53.

Список литературы:

Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Азии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2007. № 4. – С. 2-28.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). – М.: Наука, 1977. – 172 с.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. – М.: Наука, 1977. – 283 с.

Волкова В.С. Колебания климата в Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. -Новосибирск: 1991. – С. 30-40.

Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 511 с.

Зольников И.Д., Деев Е.И., Назаров Д.В., Котлер С.А. Геологическое строение и генезис высоких террас Чуи и среднего течения Катуни // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. – С. 226-228.

Head M.J., Gibbard P.L., Salvador A. The Quaternary: its character and definition // Episodes. – 2008. – Vol. 31. – P. 234-238.

НОВЫЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЧЕТВЕРТИЧНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ ВЕРХОВЬЕВ Р. ХОР, ЗАПАДНЫЕ ОТРОГИ ХРЕБТА СИХОТЭ-АЛИНЬ

В.В. Иванов[1], С.В. Леснов[1], Т.Г. Рященко[2], С.И. Штельмах[2], П.С. Белянин[3], Н.И. Белянина[3]
[1]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия,* d159327@yandex.ru
[2]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия,* ryashenk@crust.irk.ru
[3]*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,* pavelbels@yandex.ru

NEW PALYNOLOGICAL DATA ON QUATERNARY DEPOSITS OF THE GOLD-BEARING AREA IN THE KHOR RIVER LOCATED IN THE WESTERN SPURS OF SIKHOTE-ALIN

V.V. Ivanov, S.V. Lesnov, Far East Geological Institute, Vladivostok, Russia;
T.G. Ryaschenko, S.I. Shtelmah, Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia;
P.S. Belyanin, N.I. Belyanina, Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Район проведенных исследований кайнозойских отложений золотого рудно-россыпного поля Болотистое (РРПБ) относится к приводораздельной области бассейнов рек Хор и Анюй. Площадь данного объекта охватывает бассейны руч. Ключевого, Среднего, Промежуточного и Встречного, которые дренируют рудные зоны и локализует короткие золотые россыпи ближнего сноса, тесно сопряженные с протяженной аллювиальной россыпью ручья Болотистого, правого притока верховьев реки Сооли, которая впадает справа в р. Хор.

Эта достаточно высокогорная горно-таёжная местность в настоящее время имеет относительно однообразный видовой состав растительности с преобладанием елово-пихтового леса. Согласно геоботаническому районированию (Колесников, 1961), район входит в Дальневосточную хвойно-широколиственную область, горно-равнинный Уссурийско-Амурский округ кедрово-широколиственных с елью, кедрово-еловых, елово-широколиственных, дубовых и мелколиственных лесов, что на стыке маньчжурской и охотской флор.

Россыпная золотоносность характерна для всех перечисленных ручьев площади РРПБ. Ширина их долин варьирует от 100 до 350 м. Долины имею корытообразный поперечный профиль. Ширина ручьев меняется от 2 до 5 м при глубине от 0,2 до 0,8 м. Ширина днища хорошо выработанной долины руч. Болотистого, имеющей корыто-блюдцеобразный поперечный профиль и продольный уклон не круче 0,002-0,004, составляет 200-750 м и более.

Уникальная составу шлиховых минеральных комплексов (Иванов и др., 2009) наиболее протяженная в РРПБ аллювиальная россыпь руч. Болотистого сравнительно проста по строению, морфологии и параметрам. Эта мелкозалегающая россыпь долинного типа представлена в целом единой лентообразной залежью, выдержанной по ширине и мощности. Протяженность контура промышленных запасов россыпи составляет несколько километров в долине длиной порядка 20 км. На большем протяжении она сильно заболочена.

Плотик россыпи в средней и нижней частях имеет слабоволнистый характер, с ямами и промоинам в ее верхней части. Он представлен сильно выветрелыми туфогенными алевро-песчаниками и базальтоидами, а также продуктами корообразования по ним (авто- и аллохтонными глинами) и по слабо сцементированным конгломератам в нижней части россыпи.

Общая мощность аллювиальных долинных отложений ручья составляет 3-8 м. Это хорошо окатанный гравийно-галечный (на некоторых отрезках с валунами) материал с песчаным заполнителем. Горизонт гравийно-галечных отложений при относительно невысокой их глинистости золотоносен. Он перекрыт илистыми песками с малым количеством гравия и мелкой гальки. В этом горизонте наблюдаются линзы илов и примесь растительного детрита, в т.ч. углефицированной древесины. Прибортовые части поймы затянуты торфяниками.

Торфа (непродуктивные верхние горизонты) сложены в основном илистым песчано-гравийно-мелкогалечным горизонтом с линзами илов, суглинистого материала и торфяниками. К ним относятся частично и отложения верхней части гравийно-галечного горизонта.

Стратифицированные образования, широко развитые на данном рудно-россыпном поле, представлены нижнемеловыми осадочными и туфогенно-осадочными отложениями, палеоген-неогеновыми эффузивами и разнофациальными четвертичными образованиями.

К четвертичным образованиям отнесены терригенные отложения верхнего и современного звена. Это делювиальные, аллювиальные и озёрно-болотные отложения увалов, террас и долин.

Верхнее звено четвертичной системы, по данным проведенных коллегами палинологических исследований, представлено аллювиальными галечниками правого увала долины руч. Среднего. К верхнечетвертичным отложениям отнесены и глины (озёрных фаций?), перекрывающие указанные галечники в увальной части этой долины с богатой россыпью.

Современное звено (Q_{IV}) представлено аллювием (галечники, а также валунники и пески) высокой и низкой пойм и русел современных водотоков руч. Среднего, Ключевого, Промежуточного и Встречного. В старицах развиты суглинки и илы. Спорово-пыльцевой анализ свидетельствует об их голоценовом возрасте.

Верхнее и современное звено четвертичной системы представлено также элювиальными, делювиальными, и пролювиально-делювиальными отложениями, перекрывающими склоны и водоразделы.

Объектом нашей датировки оказались кайнозойские отложения, объединяющие биогенный (bQ_{III}^{3-4}) и аллювиальный (aQ_{III}^{3-4}) четвертичные комплексы террасы, а также озерный неогеновый комплекс цоколя террасы ($N_3^?$) руч. Болотистого. Для спорово-пыльцевого анализа пробы пылеватых суглинков (Рященко и др., 2014)

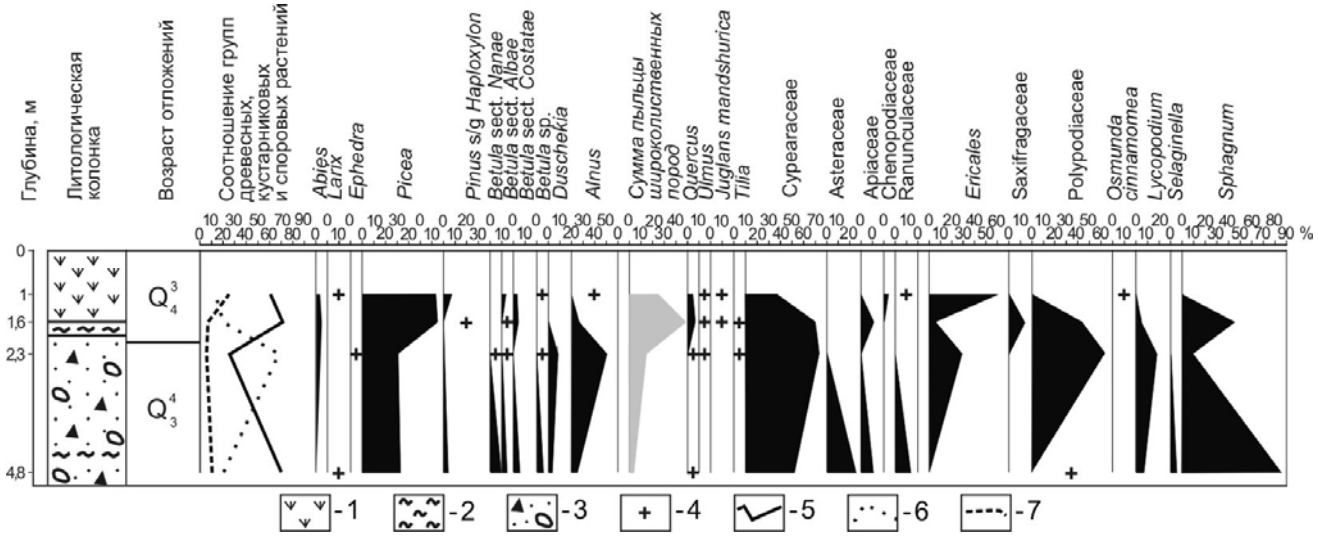
были отобраны из накоплений биогенного и аллювиального комплексов в период отработки средней-нижней части россыпи, вблизи буровых линий 30 и 27. Здесь, на участке цокольной террасы, были вскрыты озерные ($N_3^?$), аллювиальные (aQ_{III}^{3-4}) и биогенные (bQ_{IV}^{3-4}) генотипы отложений.

Озерные отложения цоколя террасы (разрез 2, интервал опробования 4,5-5,0 м) представлены литифицированной глиной, серой, плотной и илистой со слабо обугленными древесными остатками.

Полученные результаты позволили установить на данной площади возрастной индекс отложений и реконструировать палеогеографическую обстановку осадконакопления в плейстоцене (по Международной стратиграфической шкале, 2009). Из отмеченных проб выделен палинокомплекс, в котором доминирует пыльца голосеменных растений (в %): *Picea* 20-22, *Tsuga* 5,4-17,4, *Pinus* s/g *Haploxylon* 9,4-34,5. Группа покрытосеменных представлена преимущественно умеренными и тепло-умеренными растениями. В ней относительно больше пыльцы (в %): *Fagus* 11,0-16,1, *Juglans* 0,7-5,4, Juglandaceaea 3,1-6,7, *Pterocarya* 0,8-3,4. В незначительных количествах присутствуют пыльцевые зерна: *Carpinus*, *Betula* sp., *Alnus*, *Ulmus*, *Celtis*, *Acer* и *Aralia*.

Состав палиноспектров характеризует климатические условия, которые теплее современных. Подобные палиноспектры отмечены также в отложениях межбазальтовых слоев позднемиоценовой-плиоценовой Ивановской депрессии в Приморье.

Из аллювиального комплекса разреза 1 (глубина образца 4,8 м) получен палиноспектр, в котором преобладают пыльцевые таксоны древесных форм растений (66,5%). Доминирует пыльца хвойной растительности южно-бореальной тайги (в %): *Pinus* s/g *Haploxylon* 5,3, *Picea* 4,0, *Abies* 1,0 и *Larix* 1,0. Присутствуют пыльцевые зерна мелколиственных растений (в %): *Betula* sect. *Nanae* 12,8, *Alnus* 6,9, *Duschekia* 4,2, *Betula* sp. 3,0. В небольшом количестве установлены пыльцевые зерна *Quercus mongolica* Fisch. ex Ledeb. Травы представлены пыльцой мезофильных растений: Cyperaceae, Asteraceae, Apiaceae, Ranunculaceae. В группе споровых растений преобладают споры мхов *Sphagnum* (85,7%) и наличествуют споры *Selaginella, Osmunda, Lycopodium.* Палиноспектры отображают развитие елово-пихтовых и лиственничных лесов с участием кедровой сосны. Присутствие пыльцы кустарниковых форм березы *Betula* sect. *Nanae* и сфагновых мхов свидетельствует о развитии сфагновой мари. Следовательно, формирование характеризуемых отложений происходило в климатических условиях интерстадиальной фазы позднего неоплейстоцена (Q^4_{III}) (рис.).



Спорово-пыльцевая диаграмма цокольной террасы руч. Болотистый. 1 – торф бурый, слабо разложившийся с древесными стволами, 2 – илы, 3 – песчано-гравийно-галечный материал, 4 – содержание спор и пыльцы в спектрах менее 3%. Общее содержание: 5 – пыльцы деревьев, 6 – пыльцы трав, 7 – спор.

Из толщи биогенных отложений (торфянистый алеврит, торф бурый, слаборазложившийся, с древесными стволами; глубина отбора – 1,6 м) выделен палиноспектр, в котором ведущую роль играет *Picea* 71%. Здесь также обнаружены пыльцевые таксоны представителей южно-бореальной тайги: *Pinus koraiensis* Siebold et Zucc. и *Abies.* В группе пыльцы мелколиственных пород исчезает пыльца кустарниковой березы, но увеличивается количество пыльцы *Quercus* и *Ulmus.* Появляется и пыльца ореха, а также липы. При этом среди спор увеличивается количество мхов *Sphagnum* до 46,8%.

Из полученных данных вытекает вывод, что начало торфообразования соответствует оптимальной фазе среднего голоцена Q_{IV}^2. Верхняя пачка торфяной залежи (глубина 1 м) была сформирована в позднем голоцене.

Таким образом, проведенные реконструкции эволюции природной среды, по данным спорово-пыльцевого анализа, свидетельствуют об условиях формирования осадков в бассейне руч. Болотистого в четвертичное время. Терригенное осадконакопление происходило в условиях озерного и речного водоема в оптимальную фазу голоцена, сменившись биогенной седиментацией.

Подтверждение возраста этих мелкозалегающих россыпей золота верхним плейстоценом-голоценом важно и в связи с тем, что эти данные нивелируют заманчивые предположения о возможном размещении флювиальных металлоносных отложений под покровами неогеновых вулканитов, широко развитыми по периферии данного рудно-россыпного поля.

Список литературы:

Иванов В.В., Колесова Л.Г. и др. Шпинелиды из ассоциации барофильных минералов россыпного месторождения Болотистое (Центральный Сихотэ-Алинь) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2009. – С. 79-81.

Колесников Б.П. Растительность // Дальний Восток: Физико-географическая характеристика. М.: Наука, 1961. – С. 183-298.

Рященко Т.Г., Штельмах С.И., Белянин П.С., Белянина Н.И., Леснов С.В., Иванов В.В. Микроструктура и геохимические особенности кайнозойских отложений долины р. Сооли // Отечественная геология. – 2014. – № 4. – С. 31-40.

О МЕТОДЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ ФАУНИСТИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ НА ОСНОВЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (НА ПРИМЕРЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ)

В.В. Иванова[1], П.А. Никольский[2]

[1] *ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга,* v_ivanova@rambler.ru

[2] *Геологический институт РАН,* cervalces@mail.ru

ON THE METHOD OF STRATIGRAFIC ATTRIBUTION OF MAMMAL REMAINS BASED ON REE FRACTIONATION TRENDS (A CASE STUDY FORM THE KEY SITES OF NORTH YAKUTIA PLEISTOCENE)

V.V. Ivanova, FGUP "VNIIOkeangeologia named Igor S. Gramberg;
P.A.Nikolskiy, Geological Institute RAS, Russia

Методика стратиграфической привязки костных остатков с учетом специфики полярного литогенеза апробирована нами на многих разрезах четвертичных отложений Арктической Сибири (Иванова, 2012). В качестве основного критерия, отражающего принадлежность фаунистических остатков к конкретному стратиграфическому уровню, предлагается использовать величину тетрадного эффекта фракционирования лантаноидов, которая является индикатором фациальных и климатических условий осадконакопления и специфична для костных остатков и отложений, принадлежащим к различным стратиграфическим уровням.

В настоящей работе рассмотрены особенности фракционирования редкоземельных элементов в осадках на примере ряда опорных разрезов четвертичных отложений Северной Якутии.

В бассейне среднего течения р. Яна находится опорный разрез квартера среднего Верхоянья Улахан-Суллар. Он расположен на правом берегу р. Адыча, в 8 км вниз по течению от пос. Бетенкес. Разрез был исследован Гончаровым и Титковым (1968), Томской и Саввиновой (1971), Каплиной с соавторами (1983), Шером (1984) и Минюком (2006). С 2004 по 2007 гг. из этого разреза авторами был получен обширный новый материал, в том числе найдено несколько сотен костей крупных млекопитающих, отмыто несколько тысяч зубов мелких млекопитающих и получены абсолютные даты из разных слоев, что позволило существенно уточнить представления о стратиграфии и возрасте местонахождения.

Разрез Улахан-Суллар представляет собой 65—70-метровый обрыв в правом подбойном берегу Адычи. Здесь снизу-вверх вскрываются: нижненеоплейстоценовые отложения (гравелиты рыжие, линзоватые, плохосортированные, с песчанистым заполнителем); отложения, сформировавшиеся в конце раннего – начале среднего неоплейстоцена: алевриты песчанистые, темно-серые, тонкослоистые, с тонкими прослоями плохоразложившейся растительной органики, с тонкими линзами песка и мелкой гальки; средне- и верхненеоплейстоценовые пески.

На правом берегу р. Крестовка (низовья Колымы), в 4 км выше по течению реки от ее устья находится один из наиболее изученных разрезов верхнекайнозойских отложений приморских низменностей Северо-Восточной Якутии (Шер, 1971; Шер и др., 1977, 1979; Фролова, 1982; Минюк, 2006).

Здесь найдены многочисленные остатки не менее пяти разновозрастных ассоциаций ископаемых млекопитающих.

В разрезе Крестовка снизу-вверх вскрываются: миоценовые или плиоценовые галечники бегуновской свиты; нижнеэоплейстоценовые (в новом понимании или «гелазийские») слои «кутуях»; эоплейстоцен-нижненеоплейстоценовые отложения олерской свиты, которые перекрыты средне-верхнеплейстоценовыми песками. Олерская свита расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты, представлена алевритами, тонкозернистыми песками с прослоями торфа и гравия. Инверсия геомагнитного поля Матуяма-Брюнес проходит в самых верхах нижней подсвиты (Минюк, 2006). В 2013 году авторами данной работы было проведено комплексное изучение четвертичных отложений местонахождения Крестовка. Была собрана коллекция остатков плейстоценовых млекопитающих (23 экземпляра, отнесенных к 6 видам), среди которых есть находки, представляющие значительный интерес для биостратиграфии, в том числе остатки мамонтоидных слонов вида Archidiskodon-Mammuthus. Часть находок была обнаружена in situ, часть собрана под обнажением.

Изучен (ICP-MS) макро- и микроэлементный состав костных остатков и отложений, составляющих разрезы Улахан-Суллар и Крестовка.

Костные остатки из обоих местонахождений фоссилизировались в перигляциальных климатических условиях в континентальных или флювиогляциальных обстановках. Холодный климат, существование многолет-

немерзлых пород, развитие процессов заболачивания обусловили сохранение высокого содержания коллагена в костных остатках. Сходство условий диагенеза костных остатков для обоих местонахождений отражается в аналогичных спектрах РЗЭ: существенное обогащение средними РЗЭ по отношению к NASC.

Подобные спектры РЗЭ характерны для грунтовых вод (Huismann et al., 1999) и связаны с выщелачиванием легких РЗЭ при образовании карбонатных комплексов в богатых карбонат-ионом грунтовых водах. Возможность фракционирования REE в результате образования комплексных соединений доказана для низкотемпературных процессов и высокотемпературного метасоматоза (Ронов и др., 1977) Подобное фракционирование представляет собой тетрадный эффект, проявляющийся в расколе спектра РЗЭ на 4 сегмента: (первая тетрада, La-Ce-Pr-Nd, вторая тетрада, (Pm) Sm-Eu-Gd, третья тетрада, Gd-Tb-Dy-Ho, и четвертая тетрада, Er-Tm-Yb-Lu) с "перерывами" на уровне Gd, между Nd и Pm, и между Ho and Er, соответственно (McLennan, 1994)]. Вогнутые сегменты иллюстрируют эффект W-типа, а выпуклые – M-типа. Эффект W-типа в растворе является результатом образования комплексных соединений РЗЭ, равновесия с коллоидными гидроксо-соединениями Fe и Mn, существования слабо восстановительных условий (Dia et al., 2000).

Анализ статистических характеристик распределения РЗЭ в костных остатках и породах показывает, что вариабельность содержаний РЗЭ и значений геохимических коэффициентов, отражающих степень фракционирования, значительно выше в костных остатках, чем в породах. Спектры РЗЭ (нормированные на NASC) показывают: в породах – преобладание легких РЗЭ (типично для аллювиальных отложений), отсутствие цериевой, отрицательную аномалию по празеодиму и положительную европиевую аномалию, наличие тетрадного эффекта W-типа для первой и третьей тетрады. Для большинства проб костных остатков фиксируется отрицательная цериевая и положительная европиевая аномалии, что свидетельствует о наличии окислительных условий в среде захоронения этих остатков. В спектрах РЗЭ костных остатков выделяются образцы, относительно обогащенные тяжелыми РЗЭ, что может являться признаком переотложения. Большая часть проб имеет спектры подобные по форме спектрам вмещающих пород. Наблюдается заметное фракционирование РЗЭ, что выражается в увеличении значений тетрадных эффектов.

Установлено, что в ходе диагенеза форма спектра РЗЭ остается практически неизменной, отражающей первичные условия осадконакопления. Спектры РЗЭ костных остатков из обоих местонахождений показывают, что на начальной стадии диагенеза происходит обогащение средними РЗЭ.

По характеру спектров РЗЭ костные остатки и вмещающие их отложения визуально разделяются на совокупности, отвечающие отдельным местонахождениям: для образцов Улахан-Суллар характерна «колоколообразная» форма спектра, а для образцов местонахождения Крестовка характерен более сглаженный пологий вид, с подъемом кривой в область легких РЗЭ, и меньшая степень обогащения средними РЗЭ. По форме спектра от молодых до древних образцов костных остатков наблюдается усиление деплетирования тяжелых РЗЭ (коэффициент ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется от 0.33 до 1.49). Различный уровень накопления РЗЭ в образцах костных остатков в пределах каждого разреза дает возможность сделать вывод о существенных изменениях физико-химических условий среды диагенеза и о возможности применения геохимических коэффициентов, отражающих фракционирование РЗЭ, для классификации выборки. Наличие более 70 % образцов, найденных in situ, дает возможность для классификации массива применять метод дискриминантного анализа на основе обучающей выборки. Метод позволяет выделить группу параметров, дающую оптимальное разделение между предполагаемыми группировками, характеризующими различные стратиграфические уровни разреза изученных местонахождений.

Значимыми (вносящими максимальный вклад в достоверность разделения образцов), являются тетрадный эффект первой и третьей тетрады РЗЭ, величина диспрозиевой аномалии, отношения U/Th, Y/Ho ($p<0.05$).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-01128-а).

Список литературы

Гончаров В.Ф., Титков А.С. Кайнозойские отложения Дербекинской, Туостахсхой и Адычанской впадин. — В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968.

Иванова В.В. 2012. Редкоземельные элементы в отложениях плейстоцена Центральной и Восточной Якутии.// Материалы конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов», Санкт-Петербург, 9-17 сентября 2012./ СПб, с. 199-203.

Каплина Т.Н., Карташова Г.Г.,Никитин В.П, Шилова Г.Н. Новые данные о песчаной толще Туостахской впадины. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 52, 1983.

Минюк П.С. Граница хронов Матуяма-Брюнес и ее биостратиграфическая характеристика в отложениях плейстоцена севера Дальнего Востока // Тихоокеанская геология, т. 25, № 3, 2006. С. 29-39.

Фролова Г.Г. Мелкие млекопитающие опорного разреза плиоцен-четвертичных отложений на р. Крестовка (Колымская низменность)//Геология кайнозоя Якутии.- Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982, с. 46-58.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Лобач-Жученко С.Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм // Геохимия. – 1977. – №2. – с.163-186.

Томская А. И.. Саввинова Г.М. Спорово-пыльцевые спектры плейстоценовых отложений бассейна среднего течения р. Яны // Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. – Якутск: Кн. изд-во, 1971.

Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. – М.: Наука, 1971. – 312 с.

Шер А.В., Вирина Е.И., Зажигин В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-четвертичной толщи в низовьях р. Колымы // Докл. АН СССР. – 1977. – Т. 234. – № 5. – С. 1171-1175.

Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1977. – № 5. – С. 69-83.

Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. и др. Позднекайнозойские отложения Колымской низменности // Путеводитель экскурсии, тур XIV ТНК. – М.: Изд-во АН СССР. – 1979. – 116 с.

Dia, A., Gruau, G., Olivié-Lauquet, G., Riou, C., Molénat, J., Curmi, P. The distribution of rare earth elements in groundwaters: assessing the role of sourcerock composition, redox changes, and colloidal particles // Geochim. Cosmochim.Acta. – 2000. – Vol. 64. – P. 4131–4152

Huisman, D.J., van Os, B.J.H., Klaver, G.Th., van Loef, J.J., 1999. Redistribution of REE in aquifers in the Netherlands. 5th Geochemistry of the Earths Surface (GES-V) conference in Reykjavik 1999

McLennan, S. M. Rare earth element geochemistry and the "tetrad" effect // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1994. Vol. 58. – P. 2025-2033.

БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ В СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ О. ТАНФИЛЬЕВА (ЮГ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ)

Е.Д. Иванова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, ivanova@tig.dvo.ru

BENTHIC FORAMINIFERA IN THE MIDDLE PLEISTOCENE SEDIMENTS OF THE TANFILIEV ISLAND (SOUTH KURILS)

Ye.D. Ivanova, Pacific Geographical Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

Среднеплейстоценовые отложения Курильских островов к настоящему времени изучены слабо, а имеющиеся данные весьма противоречивы. Это связано с плохой сохранностью осадочных чехлов в условиях небольшой островной суши, что обусловлено их эрозией в последующие трансгрессивные фазы, высокой динамичностью островов, интенсивным вулканизмом и др. (Разжигаева и др., 2014).

Объектом исследования послужил погребенный устричный риф и вмещающие отложения из разреза берегового уступа в восточной части о.Танфильева (рис. 1). Устричник мощностью до 1,5 м залегает линзой и протягивается на 135 м. На основании серии ^{230}Th/U-датировок, полученных по раковинам моллюсков, и биостратиграфическим данным было установлено время формирования осадков – последнее потепление среднего плейстоцена. Данные коррелируются с морской изотопной стадией (МИС 7). Уникальность этого разреза заключается в том, что здесь найдены не только хорошо сохранившиеся раковины моллюсков, но впервые встречены бентосные фораминиферы (БФ). Как правило в плейстоцен-голоценовых осадках Курильских островов карбонатные раковины плохо сохраняются, что связано с кислыми условиями, типичными для районов активного вулканизма. Хорошая сохранность раковин в разрезе о. Танфильева объясняется высокой плотностью вмещающих и перекрывающих алевропелитовых отложений, которые являются водоупорными и затрудняли проникновение агрессивных вод (Разжигаева и др., 2014).

Бентосные фораминиферы обнаружены в интервале разреза 6,8 – 8,0 м (устричник). Таксономический состав комплексов представлен 25 видами, относящимися к секреционным формам. Большинство видов являются сублиторальными, с хорошо сохранившейся стенкой раковины, и относятся к эпифаунальной группе. Наиболее многочисленны представители родов Buccella, Cribroelphidium, Retroelphidium, доминирующие во всех выделенных комплексах. Встречаемость фораминифер по разрезу неодинакова. Максимальные количественные показатели отмечаются в центральной части устричного рифа в инт. 7,10 м – 7,80 м (рис. 2).

Комплексы БФ, выделенные в нижней части устричника (инт. 8,0 – 7,8 м), наиболее разнообразны по таксономическому составу (до 18 видов), однако общее число раковин сравнительно невысокое (до 23 экз./1 г осадка). Ядро комплексов составляют виды *Buccella frigida* (Cushman) (до 64,9%), *Buccella depressa* (Andersen) (14,4%), *Cribroelphidium subarcticum* (Cushman) (до 29,6%), *Cribroelphidium asterineum* Troitskaja (до 19,4%), *Cribroelphidium etigoense* (Husezima et Maruhasi) (12,8%), а также *Retroelphidium subgranulosum* (Asano) (12,6%). В субдоминантную группу помимо представителей родов Cribroelphidium и Buccella входят *Protelphidium anglicum* Murray, *Discorbis bradyi* (Cushman), *Valvulineria* sp., *Quinqueloculina* sp.

Далее вверх по разрезу (инт. 7,8 – 7,10 м) выделенные комплексы отмечаются очень высоким, по сравнению с другими интервалами, обилием раковин БФ на 1г осадка (до 161экз.), при этом число видов уменьшается до 12 таксонов. Комплексы имеют сходную структуру как по доминантным (*B. depressa, Cr. asterineum, Cr. etigoense, B. frigida, Retr. subgranulosum* (Asano), так и по субдоминантным видам.

Выше по разрезу (инт. 7,10 – 6,8 м) количественные показатели комплексов БФ изменяются. В инт. 7,10-7,0 м обилие раковин снижается до 39 экз/1 г осадка. Видовой состав представлен 8 таксонами, из которых наиболее многочисленными являются *B. frigida* (41,7%) и Cr. subarcticum (27,8%). Здесь впервые встречен вид Ammonia tepida (Cushman), обитающий в условиях хорошо прогреваемых мелководий, в бухтах, лагунах, маршах, толерантен к низкокислородным условиям (<0.1 ml l^{-1}) (Moodley and Hess, 1992). Акцессорную группу составляют представители родов Buccella, Retroelphidium, Cribroelphidium. В интервале 7,0-6,8 м отмечены лишь единичные виды *B. frigida, Cr. etigoense, Cr. goesi, Discorbis bradyi.* Такое резкое снижение показателей БФ может быть обусловлено регрессией моря в это время.

Потепление в конце среднего плейстоцена, зафиксированное на о.Танфильева, включает два теплых интервала с небольшим похолоданием между ними. Им соответствуют две малоамплитудные трансгрессивные фазы в пределах одной крупной трансгрессии. Устричный риф развивался в первую фазу трансгрессии, когда

существовал хорошо прогреваемый мелководный залив. Оптимальными условиями для формирования устричного рифа являются небольшие глубины (от 1,5 до 7 м), летняя температура воды около 18° и соленость воды — 25-28‰. В настоящее время летняя температура поверхностных вод в районе о. Танфильева 13-14°С (Атлас Курильских островов, 2009). Можно предположить, что развитие устричного рифа происходило при температуре воды примерно на 4°С выше современной, о чем также свидетельствуют находки тропических и субтропических видов моллюсков (Разжигаева и др., 2014). За исключением немногочисленных литоральных видов, комплексы БФ, найденные в исследуемом разрезе, характерны для условий открытых бухт, заливов и внутреннего шельфа с оптимальными глубинами от 10 до 50 м (Фораминиферы ДВ морей СССР, 1079; Murray, 2006; Sen Gupta, 2002), что не совсем соответствует условиям мелководья. Подобное сочетание объясняется тем, что часть фораминиферовых раковин была занесена в устричник морскими течениями из более глубоководных мест обитания. Исследуемый район находится в зоне активного перемешивания водных масс и апвеллинга, способствующие доставке к поверхности богатых питательными веществами глубинных холодных вод и увеличению, в результате, продуктивности морских организмов (Razjigaeva et al., 2015).

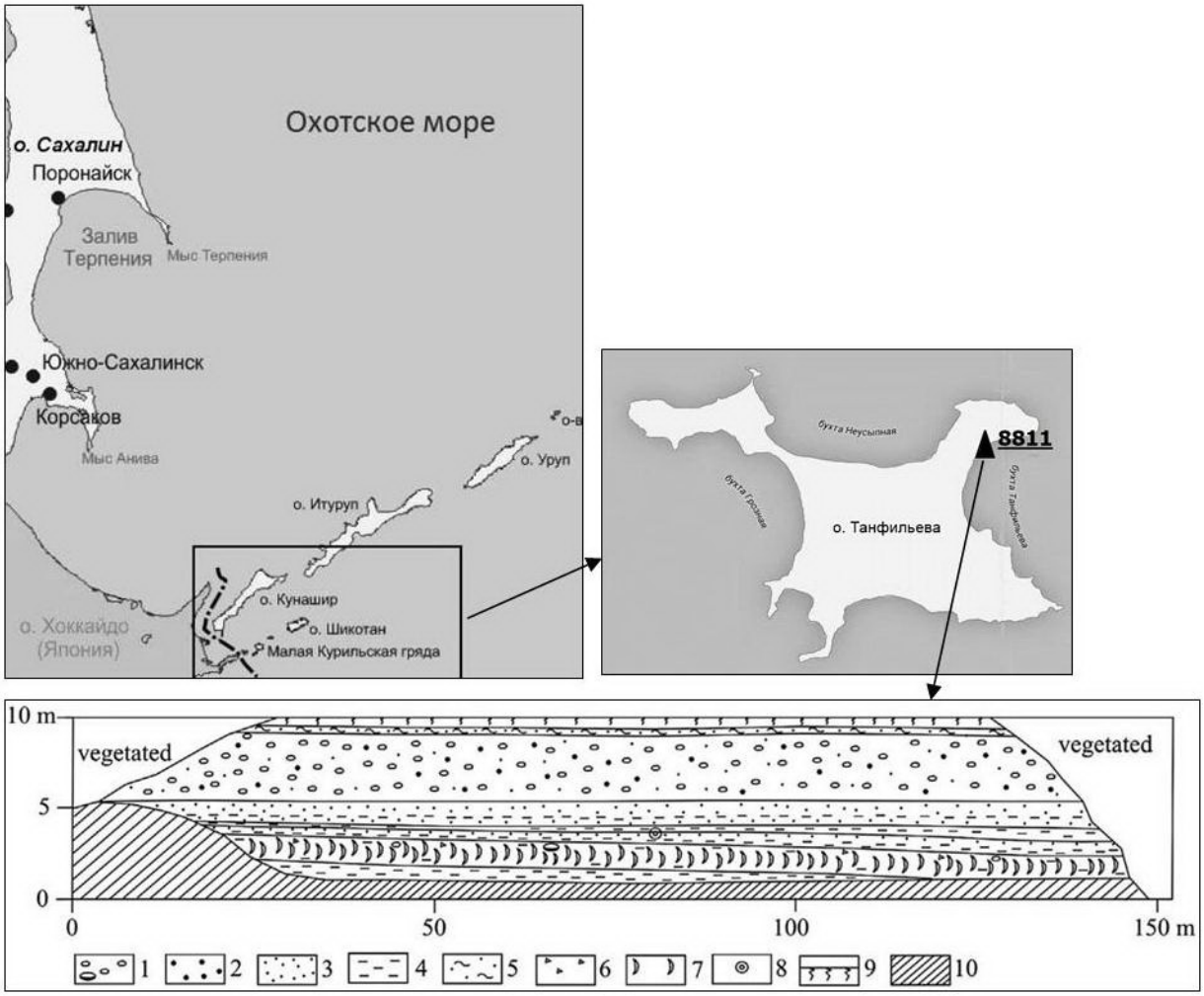


Рис. 1. Разрез морских отложений с захороненным устричным рифом и его местоположение на о. Танфильева. 1 – галька, валуны; 2 – гравий; 3 – песок; 4 – алеврит; 5 – супесь; 6 – дресва; 7 – раковины моллюсков; 8 – древесина; 9 – почва; 10 – коренные породы (Razjigaeva et al., 2015).

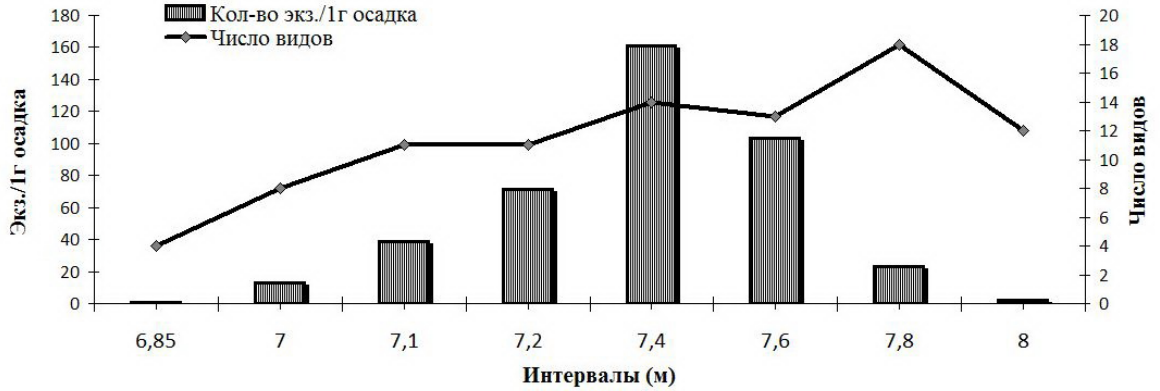


Рис. 2. Соотношение содержания БФ (экз./г сухого осадка) и числа видов в разрезе устричного рифа.

Изучение устричного рифа на о. Танфильева позволило получить новые данные по развитию природной среды в среднем плейстоцене для Малой Курильской гряды, а уникальные находки БФ имеют огромное значение для последующих палеоклиматических и палеоэкологических реконструкций условий осадконакопления в это время.

Список литературы:

Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Белянина Н.И., Лебедев А.М., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Теплая фаза конца среднего плейстоцена, запечатленная в отложениях погребенного устричного рифа на юге Малой Курильской гряды // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 455. – № 4. – С. 433-440.

Moodley L., Hess C. Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen conditions // Biological Bulletin. – 1992. – Vol. 183. – P. 94-98.

Атлас Курильских островов. – Москва-Владивосток: ИПЦ «ДИК», 2009. – 516 pp.

Фораминиферы дальневосточных морей СССР /Фурсенко А.В., Троицкая Т.С, Левчук Л.К. и др. – Новосибирск: Наука, 1979. – 398 с.

Murray J.W. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. – Hardback: University of Southampton, 2006. – 440 pp.

Sen Gupta B.K. Foraminifera in marginal marine environments. In: Barun K. Sen Gupta (Eds.) Modern Foraminifera. – Dortrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002. – P. 141-160.

Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Belyanina N.I., Ivanova E.D., Lebedev A.M., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. Environmental changes at final warming of Middle Pleistocene (MIS 7) in South Kurils // Quaternary International. – 2015. – Vol. 355. – P. 90–100.

РАЗВИТИЕ ДАГЕСТАНСОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В НОВОКАСПИЙСКОЕ ВРЕМЯ

И.А. Идрисов

Институт геологии ДНЦ РАН, г.Махачкала, Россия, idris_gun@mail.ru

STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE CASPIAN REGION NOVOCASPIAN TIME

I.A. Idrisov, Institute of Geology Institute of RAS, Makhachkala, Russia

Новокаспийский этап привлекает к себе пристальное внимание и изучается длительное время. В последние годы появился ряд новых данных (Kroonenberg, 2005; Идрисов, 2012, 2015) существенно уточняющие особенности развития природы региона (в том числе колебания уровня Каспийского моря) в это время.

Новый фактический материал по динамике развития Каспийского моря в новокаспийское время можно представить следующим образом. Исследования строения речных долин Восточного Кавказа (бассейны рек Сулак, Шура-озень, Манас-озень, Гюльгерычай, Самур) (Идрисов 2012, 2013а, 2013б) позволили установить широкое развитие в этих долинах 1 хорошо выраженной террасы высотой 6-8м. Эта терраса развита как на равнинах и в предгорьях, так и прослеживается в высокогорных долинах этих бассейнов. Кроме нее на равнинных участках долин широко развита терраса высотой 4-5м. На отдельных участках долин в высокогорном и среднегорной зонах Восточного Кавказа предположительно можно выделить остатки этой террасы. Однако на большей части горной зоны эта терраса не выделяется. Кроме них повсеместно развита современная пойма, которая интенсивно растет вверх и часто представлена галечниками. В пойме, особенно у крупных рек на равнине, можно выделить два уровня. Соответственно для всей территории региона можно выделить пойму и две надпойменные террасы, соотносимые с новокаспийским этапом.

Пойма, вероятно, формировалась в трансгрессивном состоянии моря во время малого ледникового периода. Терраса высотой 4-5м (1 надпойменная терраса) вероятно, формировалась во время высокого уровня 2-3 тыс.л.н. (Kroonenberg, 2005). Терраса высотой 6-8 м (2 надпойменная терраса), вероятно, формировалась в середине голоцена, примерно 4,5-8 тыс.л.н.

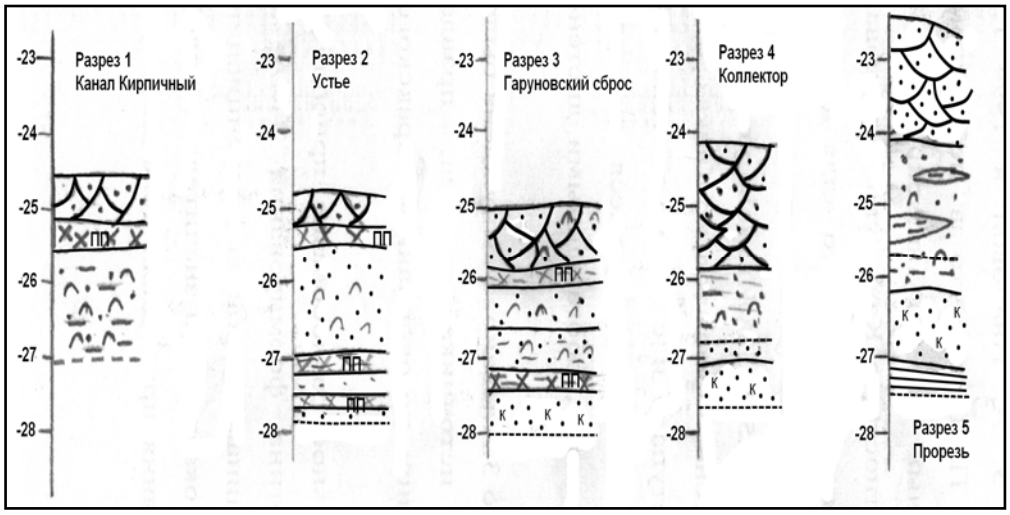
Время между формированием поймы и 1 н.п.т. соответствует времени Дербентской регрессивной стадии. Анализ отложений в долинах позволяет предположить значительный эрозионный размыв (до 10м и более) здесь даже в современных низовьях рек. Следует отметить, что во время этой регрессии берег моря и его уровень были на большом расстоянии от современных низовий рек. Вероятно, регрессия и размыв также разделяли 1 и 2 н.п.т. (однако их масштаб мог быть значительно меньшим, чем во время Дербентской фазы). Формирование 1 н.п.т. предварялось глубокой Мангышлакской регрессией, во время которой речная сеть Терско-Сулакской низменности могла существенно отличаться от современной (Идрисов, 2011, 2013-а). В частности р.Сулак вероятно протекала в субмеридиональном направлении и впадала в районе г. Кизляр в р. Терек, который вероятно по глубоко промытой долине протекал по направлению Кизял-Крайновка и далее на восток, где впадал в такую же глубоко промытую долину р.Волга.

Соответственно три террасы (включая современную пойму) соответствуют трем стадиям подъема уровня моря в новокаспийское время (Никифоров, 1963). Однако к настоящему времени широко распространено мнение о пяти стадиях подъема уровня Каспийского моря (Рычагов, 1974). При этом данное предположение основывается на полевых исследованиях некоторых объектов (разреза косы Турали, разрезов Мехтеб, Черкес-озень, террас р.Черкес-озень (Талгинка)). В разрезе Турали (в районе учебной базы МГУ) выделено (Рычагов, 1974) 5 пачек отложений. В средней части профиля (3 пачка) имеется хорошо выраженная континентальная пачка с погребенной почвой. Нижняя (5 пачка) сложена мощной толщей галечников из обломков известняков верхнего мела. Определения возраста этой палеопочвы (Kroonenberg, 2005) дали дату около 1500 лет, то есть она соот-

ветствует времени Дербентской регрессии. Следует особо отметить, что разрез Турали расположен к северу от устья р.Манас-озень (площадь бассейна которой более 1500кв.км.) и в долине которой вскрываются мощные толщи (в десятки метров) галечникового аллювия из обломков верхнемеловых известняков. Приустьевая часть реки интенсивно размывается, что подтверждают многочисленные активные оползни на данном участке, соответственно современная береговая линия существенно отличается от середины или начала голоцена. В любом случае в береговой зоне моря на всем дагестанском берегу распространены только песчаники, известняки-ракушечники и глины неогена, соответственно галечники нижней (5) пачки разреза Турали не могут фиксировать собственно отдельный этап развития Каспийского моря.

Таким образом, в разрезе Турали, выше палеопочвы однозначно диагностируемой как почва Дербентской регрессивной фазы могут быть только отложения высоких уровней 16-19 вв., а ниже неё – отложения одной трансгрессивной фазы.

Отложения в долине р. Черкес-озень к настоящему времени сильно антропогенно изменены и нами не изучались. Еще одним участком где было выделено 5 стадий новокаспийской трансгрессии был разрез канала Мехтеб (около 10 км на север от устья р. Сулак). Однако в последней четверти XX в. и в начале XXI в. еще севернее появилось множество разрезов позволивших существенно уточнить строение отложений восточной части Терско-Сулакской низменности (Карпычев, 1986; Идрисов, 2015). Согласно этим данным в разрезах этого региона также четко фиксируется палеопочва Дербентской регрессии. При этом в отдельных разрезах этому времени соответствует пачка субаэральных отложений с большим количеством сухопутных моллюсков мощностью до 40см (Идрисов, 2015), а собственно палеопочва на этой толще не выделяется. Выше этой почвы имеется сложно построенная толща мощностью 4-5м. Эта верхняя толща, вероятно, формировалась в условиях изменявшегося уровня моря, мигрировавших русел рек и т.д., она формировалась в период 16-19 вв. Эта толща часто обособляется на две толщи и разделяется гидроморфными (вероятно болотными) маломощными почвами. Они формировались во время небольшого спада уровня вероятно в конце 18 в. Самые нижние отложения из данных разрезов (подстилающие палеопочвы Дербентского времени) имеют радиоуглеродный возраст около 2,3 тыс.л.н. (Карпычев, 1986). Каких либо более древних отложений ни в одном из разрезов данной территории не установлено. Соответственно и для северной части исследованной территории отсутствуют данные о наличии 5 трансгрессивных стадий в новокаспийском этапе развития Каспийского моря.



Разрезы голоценовых отложений южной части Аграханского п-ова и сопредельной территорий (Идрисов, 2015)

По нашему мнению в новокаспийском этапе можно выделить три трансгрессивные стадии (включая современную 16-20 вв). Первая была самой продолжительной и охватывала середину голоцена. Вторая развивалась в течении 1 тыс. до н.э. Третья развивалась в течении последних 400-500 лет. Первые две стадии способствовали формированию в речных долинах – речных террас, последняя привела к значительному подъему базиса эрозии и интенсивному накоплению аллювия практически во всех реках региона.

Список литературы:

Идрисов И.А. Особенности формирования рельефа Северного Дагестана // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки.– 2011. – №2. – С. 102-107.

Идрисов И.А. Голоценовые террасы Дагестана // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки.– 2012. – №4. – С.88-94.

Идрисов И.А. О структуре рельефа юго-запада Прикаспийской низменности // Аридные экосистемы. – 2013а. – Т.19. – №1 (54). – С. 36-43.

Идрисов И.А. Особенности формирования речных долин Дагестана // Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. – 2013б. – №3. – С.84-90.

Идрисов И.А. Разрезы голоценовых отложений востока Терско-Сулакской низменности // Тр. заповедника Дагестанский. – Вып.9. – 2015. – С.34-39.

Карпычев Ю.А. Динамика формирования Аграханской косы по данным радиоуглеродных датировок // Водные ресурсы. – 1986. – №6. – С.50-56.

Никифоров Л.Г. Новые морфологические подтверждения существования трех стадий новокаспийской трансгрессии // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5 География. – 1963. – №4.

Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря. В сб. Комплексные исследования Каспийского моря. Вып.4. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – С.18-29.

Salomon B. Kroonenberg, Robert M. Hoogendoorn, Jelle F. Boels, Mike D. Simmons, Elmira Aliyeva, Aliya D. Babazadeh, Dadash Huseynov Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes // Marine Geology. – 2005. – V.222–223. – P. 359–380.

НОВЫЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН НА ЗАПАДЕ АЗЕРБАЙДЖАНА

И.А. Идрисов[1], А.А. Зейналов[2], С.А. Кулаков[3]
[1] *Институт геологии ДНЦ РАН, г.Махачкала, Россия,* idris_gu@mail.ru
[2] *Институт археологии и этнографии НАНА, г. Баку, Азербайджан*
[3] *Институт истории материальной культуры РАН, г. Санкт-Петербург, Россия*

NEW GEOARCHAEOLOGICAL DISTRICT IN THE WEST OF AZERBAIJAN

I.A. Idrisov, Institute of Geology, Dagestan Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Makhachkala, Russia;
A.A. Zeynalov, Institute of Archaeology and Ethnography, Baku, Azerbaijan;
S.A. Kulakov, Institute for the History of Material Culture of RAS, St. Petersburg, Russia

Обнаружение в последние 15-20 лет на Кавказе нескольких пунктов с находками артефактов ранних этапов развития человека привело к значительной трансформации взглядов на этот регион как области древнейшего расселения человека. В частности были выявлены артефакты раннего палеолита и следы деятельности человека в костеносных отложениях Таманского района (Щелинский и др., 2003). В настоящей работе представлены данные исследований «наиболее выразительного и богатого» по разнообразию находок сухопутной антропогеновой (плейстоценовой) фауны (Лебедева, 1978) района Кавказа и сопредельной территории – Аджинаура Азербайджана.

Регион представлен низкогорными (высотой 200-500м) хребтами, сформированными протяженными антиклиналями (Геология Азербайджана, 1998) между Кавказом с севера и долиной р. Кура с юга. Интенсивная складчатость в регионе началась в неоплейстоцене (Милановский, 1968). Хребты сложены разнофациальными толщами акчагыла, апшерона, баку, также имеются континентальные отложения (галечники) бакинского и более молодого возраста. В результате последующей складчатости эти породы сильно дислоцированы и прорезаны многочисленными реками, стекающими с Кавказа на юг. Крупный участок развития подобных пород омывается рекой Кура. Эта река разрезает хр.Боздаг и отделяет от него восточную часть хр.Гараджа (Караджа). Склоны этих хребтов, равно как и лежащего южнее хребта Дуздаг, также обработаны абразией хвалынского моря и густо расчленены эрозионными врезами. Ландшафты региона сухие степи – полупустыни.

Особенности палеогеографии этого региона в акчагыл-бакинское время (до развития интенсивной складчатости) определялись тем, что береговая линия Куринского залива палеобассейнов Каспийского моря перемещалась на сотни километров с амплитудой колебаний уровня моря в сотни метров. При этом установлено, что в хазарское и хвалынское время было множество подобных колебаний (Янина, 2009). Предполагается, что в акчагыльское, апшеронское и бакинское время продолжительность отдельных трансгрессий и регрессий была существенно большей (Геологическая история…, 2005). При этом каких либо принципиальных отличий этих бассейнов от хазарского, хвалынского или новокаспийского нам не известно. Более того в целом все эти этапы отличают схожие: тип осадков, соленость вод, динамика климата региона, изолированность бассейна, что позволяет сделать вывод о сопоставимой интенсивности и динамике развития Каспийского моря во все указанные этапы. Соответственно количество таких изменений уровня моря за миллионы лет этих этапов могло быть чрезвычайно большим. В таких условиях в береговой зоне Куринского залива можно предположить наличие многочисленных (десятков) пачек морских и континентальных отложений. Что делает практически невозможной корреляцию отложений сопредельных участков между собой. Наглядно это показано в работе Лебедевой (1978), где приводятся данные стратиграфического подразделения разреза Гараджа различных авторов и приводятся схемы строения этих отложений, при этом мощность апшерона или баку в регионе исчисляется сотнями метров. Имеются попытки корреляции отложений разных частей региона по прослоям пеплов, однако при наличии множества подобных слоев, для их корреляции необходимы специальные исследования.

Полевые исследования плейстоцена на западе Азербайджана (для которого указывается множество пунктов находок плейстоценовой фауны: Ковалевский, 1936; Лебедева, 1978 и др.) проведенные авторами в 2012-2014 гг. позволили выявить множество пунктов находок раннепалеолитического инвентаря (Зейналов и др., 2013; Кулаков и др., 2014; Зейналов и др., 2014; Кулаков, Зейналов, 2014). Детально изучаются пункты расположенные вдоль северного склона хр. Гараджа (вдоль юго-восточного берега Мингечаурского вдхр., рис.). По нашим данным в отложениях хр. Гараджа широко развиты размывы, внедрение морских отложений по размывам и значительные фациальные изменения на небольшом расстоянии. В работе (Кулаков, Зейналов, 2014) представлена предварительная стратиграфическая схема пунктов Гараджа и Гараджа 1 (1700 м по прямой на северо-восток от шлюза сбросового канала Мингячевирской (Мингечаурской) ГЭС), детальная схема приведена в работе (Кулаков и др., 2014). В пунктах Гараджа и Гараджа 1 обнаружено более сотни артефактов ашельского возраста. Артефакты дислоцированы на трех разновременных уровнях континентальной толщи и идентифицированы, соответственно с разными стадиями ашеля.

Верхняя континентальная толща представлена песком с галькой (в том числе крупной), остатками древесины, костями животных (в том числе целой верхней челюсти с полным комплектом зубов носорога мерка).

При этом в 10 м восточнее линии построения профиля в этой же толще грубообломочных отложений линзообразно залегают жирные глины темно-серого цвета (3, рис.). Поиск удачного ракурса для съемки этой «линзы» глин привел к обнаружению челюсти носорога (8, рис.). В 100 м восточнее (ближе к пункту Гараджа 1 развита такая же «линза» глин (4, рис.). Размыв участка между «линзами», позволил в сентября 2014 г. установить, что эта одна и та же пачка глинистых отложений с плоской подошвой и неровной сильно размытой кровлей. Стратиграфически ниже залегает «нижняя континентальная толща» (Кулаков и др., 2014) в глинистой линзе которой выделены обломки слона Archidiscodon meridionalis, в этой же толщи множество других костей, остатки стволов деревьев и т.д. В этой же толще обнаружена линза, переполненная морской фауной мощностью 0,3 м и шириной 10 м, в 13 мх ниже по разрезу в мощной пачке серых песков выявлен прослой мощностью менее 10 см, шириной до 3 м, также с морской фауной.

Соответственно на данном участке для «верхней континентальной толщи» история формирования отложений представляется следующей. Первоначально накопились горизонтально залегающие и протягивающиеся на сотни метров слоистые с ритмичными изменениями мехсостава и слоем, переполненным бакинской морской фауной слои «верхней морской толщи» (1, рис.). Далее отложилась толща грубообломочных пород с остатками стволов и древесины, черепом носорога мерка (2, рис.). В дальнейшем территория была перекрыта пачкой глин (3 и 4, рис.), которые вероятно являются озерными отложениями. При последующем падении уровня моря и резкой активизации эрозии, развились врезы (более чем на 10м), заполненные грубообломочным материалом (5, рис.). В дальнейшем участок был перекрыт песками серого цвета с линзами глин и остатками деревьев (6, рис.). Соответственно на небольшом участке можно наблюдать резкие изменения литологического состава и реконструировать его сложную историю развития. Следует указать, что пляжевая зона представлена абразионной площадкой водохранилища. Анализ космоснимков показывает, что холмы из плейстоценовых пород (7, рис.) могут размываться со скоростью 5-15м в год. Также происходит абразия и снижение поверхности бенча. В частности между 2013 и 2014 годами поверхность, показанная на рис.1 была размыта на глубину 20-30 см, породы выносятся в глубоководную чашу водохранилища глубиной более 40 м.



Контакт верхней континентальной толщи (2-6) и верхней морской толщи (1). Гараджа. Сентябрь 2013.

Залегание отложений с континентальной фауной подстилаемых и перекрываемых слоями с морской фауной установлена нами и в других частях Аджинаура на западе Азербайджана (Зейналов и др., 2013). Подобные объекты выявлены в регионе в широком временном диапазоне от апшерона до верхнего баку включительно. Подобные особенности переслаивания морских и континентальных отложений в регионе Аджинаур на западе Азербайджана обусловлены его стабильной тектоникой в течении акчагыла – баку, беспрерывными колебаниями уровня моря, осушениями и затоплениями плоской приморской равнины, по которой стекали Пракура и ее притоки и впадали в Куринский залив. Плодородная дельтовая равнина привлекала множество животных и здесь были выявлены многочисленные следы пребывания древнего человека. Соответственно для всего этого времени можно ожидать наличие разновозрастных слоев со следами как сухопутной фауны, так и пребывания человека.

Список литературы:

Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 136с.

Щелинский В.Е., Кулаков С.А., Бозинский Г., Киндлер Л. Открытие нижнепалеолитической стоянки на Таманском полуострове // Невский археолого-историографический сборник: к 75-летию кандидата исторических наук А.А. Формозова. СПб. – 2003. – С.223-233.

Геология Азербайджана. Под ред. А.А.Ализаде. Мезозой и Кайнозой. Т.1. Стратиграфия. – Баку, 1998. – 560с.

Милановский Е.Е. Новейшая неотектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. – 483с.

Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореф. дисс. д-ра геогр.наук. М., – 2009. – 42с.

Геологическая история четвертичных осадочных бассейнов Каспийского региона за последние 700000 лет. Тр. ГИН РАН. – Вып.568. – М., 2005. – 35с.

Зейналов А.А., Кулаков С.А., Идрисов И.А., Эйбатов Т.М., Авшарова И.Н., Мустафаев И.М., Сулейманов Т.Я. Новые памятники каменного века в Ганджа-Газахском регионе Азербайджана // Археология и этнография Азербайджана. №1. – Баку: Нафта-пресс, 2013. – С.4-22.

Зейналов А.А., Кулаков С.А., Идрисов И.А., Эйбатов Т.М., Авшарова И.М. Раннепалеолитические местонахождения в апшеронских отложениях Азербайджана // Археологические вести. – Вып.20. СПб. – 2014. – С.31-42.

Кулаков С. А., Зейналов А. А.. Первый топорик (hachereau sur éclat, flake cleaver) в ашеле Кавказа // Stratum plus. Археология и культурная антропология. – Кишинев, 2014. №1. – С.17-27.

Кулаков С.А., Зейналов А.А., Идрисов И.А., Эйбатов Т.М., Мустафаев И.М., Сулейманов Т.Я., Авшарова И.Н. Новые данные о раннем палеолите Азербайджана. Труды IV Всероссийского археологического съезда. Т.1. – Казань, 2014. – С.82-87.

Ковалевский С.А. Континентальные толщи Аджинаура. Баку. – 1936. – 179 с.

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ (ЧЕРНОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ)

Я.А. Измайлов[1], Х.А. Арсланов[2], Ф.Е. Максимов[2]
[1] *Международный инновационный университет, Сочи, Россия,* Izmailov.yakub@mail.ru
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет,* arslanovkh@mail.ru

RADIOCARBON CHRONOLOGY OF HOLOCENE MARINE DEPOSITS FORMING IN THE ANAPA BAY-BAR (BLACK SEA SHORE)

Ya.A. Izmailov, International Innovation University, Sochi, Russia;
Kh.A. Arslanov, F.E. Maksimov, Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Анапская пересыпь – генетически единое образование, протягивающееся почти 50-километровой полосой от Таманского полуострова на северо-западе до Анапского мыса на юго-востоке. Пересыпь повсеместно сложена песчано-раковинным материалом и создана прибрежно-морской аккумуляцией. Она отделяет от Черного моря систему лиманов и озер (оз. Соленое, лим. Горький, лим. Бугазско-Кизилташский, лим. Витязевский, оз. Чембурское, Анапские плавни). На отдельных крупных отрезках пересыпь причленяется к древнеабразионному уступу и приобретает характер низменной морской террасы. Ширина ее максимальна в юго-восточной прианапской части, где достигает почти 1,5 км, а с продвижением на северо-запад постепенно уменьшается до значений 150-200 м. Высотные отметки по кровле морских отложений не превышают обычно 1,5-2,0 м, в очень редких случаях достигая 2,5 м, из-за сплошного распространения форм эоловой аккумуляции могут достигать 5,0-6,0 м (Измайлов, 2005).

Детальные геологические работы, сопровождавшиеся в том числе бурением десятков скважин, массовыми палеонтологическими и геохронологическими исследованиями были проведены в пределах объекта в начале двухтысячных годов. Некоторые результаты их опубликованы (Измайлов, 2005; Izmailov, Arslanov, 2006). Ряд радиоуглеродных датировок со ссылкой на авторов приведен также в монографии И.П. Балабанова (2009). Во всех этих работах геохронологический материал приведен либо частично, либо рассредоточен по отдельным разрезам и стратиграфическим подразделениям и нигде не представлен в целостном виде. Между тем, значение данных исследований в очень большой степени определяется теми обстоятельствами, что они выполнены массово по единой методике и в границах генетически единого геологического массива прибрежно-морских отложений. В связи с отмеченным, предпринято настоящее обобщенное изложение материалов радиоуглеродного датирования отложений пересыпи. Следует отметить, что в генетическом плане в исследованном 10-метровом разрезе пересыпи решительно преобладают прибрежно-морские осадки. В приповерхностной зоне, а также отдельными линзами и прослоями распространены также эоловые образования, представляющие собой продукт первичного переотложения морских осадков и довольно легко диагностируемые при визуальном описаниях керна скважин. Ограниченное распространение в разрезе, главным образом, в северной части территории имеют лиманно-морские и аллювиально-лиманные образования. Механический состав отложений преимущественно представлен средними и мелкими песками с различным содержанием детрита и раковин моллюсков. По данным отмеченных палеонтологических исследований в целом в изученной части разреза пересыпи преобладают фаунистические комплексы джеметинского (по Л.А. Невесской, 1965) типа. Как известно, джеметинские комплексы характеризуют экологические условия, сложившиеся в бассейне при достижении современного уровенного положения и солености. В разрезах отмечено наличие как типичных джеметинских комплексов, так и обедненных джеметинских комплексов открытого мелководья. Первые характеризуются массовым развитием Divericella divaricata, Donax venustus, Spisula subtruncata и др. Вторые, представлены преобладанием Chione gallina, Cerastoderma glaucum, Ostrea edulis и др. Кроме этого, встречаются еще более обедненные комплексы, которые представлены сочетанием Chione-Cerastoderma, и могут быть отнесены к ассоциациям каламитского типа. Все эти комплексы не находятся в четкой стратиграфической последовательности, а сложно переслаиваются. Более богатые комплексы в основном тяготеют к зонам распространения мелкопесчаных осадков, а обедненные большей частью связаны с распространением средних и крупных песков. Возможно, обеднение ассоциаций связано также с понижениями уровня моря.

Особенности отбора образцов на датирование заключались в следующем. Все образцы отбирались из керна картировочных скважин средней глубиной 10 м, пробуренных по серии поперечных (перпендикулярным береговой линии моря) профилей с соблюдением примерной равномерности распределения на поверхности пересыпи. Устья всех скважин инструментально провязывались. Из каждого метрового интервала керна отбирались образцы на определение состава фауны моллюсков при наличии последней. Таким образом, было выполнено более 300 анализов фауны моллюсков. Наиболее представительные образцы хорошо сохранившихся, сравнительно толстостенных раковин были датированы в геохронологической лаборатории Санкт-Петербургского государственного университета. Практически все образцы на датирование отобраны из преобладающих прибрежно-морских отложений, содержащих достаточное количество раковинного материала. Раковины, использованные для датирования, относятся к нескольким видам, в основном это Chione gallina и Cerastoderma glaucum, в отдельных случаях Ostrea edulis и Nassarius reticulates (табл.).

Результаты радиоуглеродного датирования образцов раковин из отложений Анапской пересыпи

№	Лаб. №	Шифр образца, место отбора, материал	Абс. отметка, м	^{14}C возраст, лет	Калибров возраст, кал. лет
1	ЛУ-4675	АВ-31, скв.43, гл. 5,0-6,0м, Chione gallina	-(3,75-4,75)	790±60	740±50
2	ЛУ-4653	АВ-9, скв.17, гл. 1,0-2,0м, Cerastoderma glaucum, Nassarius reticulatus	-(0,4-1,4)	1110±60	1050±70
3	ЛУ-4676	АВ-32, скв. 44, гл.9,0-10,0м, Chione gallina	-(7,15-8,15)	1260±60	1180±70
4	ЛУ-4656	АВ-12, скв. 20, гл. 5,0-6,0м, Chione gallina	-(2,58-3,58)	1590±70	1490±70
5	ЛУ-4650	АВ-6, скв. 12, гл. 1,0-2,0м, Chione gallina, Cerastoderma glaucum	+0,45-(0,55)	1940±70	1900±80
6	ЛУ-4666	АВ-22, скв. 33, гл. 8,0-9,0м, Chione gallina	-(6,85-7,85)	2520 ± 60	2600±110
7	ЛУ-4651	АВ-7, скв. 15, гл. 8,0-9,0м, Cerastoderma glaucum	-(6,6-7,6)	2520 ± 80	2590±120
8	ЛУ-4665	АВ-21, скв. 32, гл. 3,0-4,0м, Chione gallina	-(2,1-3,1)	2570 ± 70	2630±110
9	ЛУ-4672	АВ-28, скв. 41, гл. 2,0-3,0м, Chione gallina	-(0,7-1,7)	2650 ±60	2790±50
10	ЛУ-4652	АВ-8, скв. 16, гл. 4,0-5,0м, Cerastoderma glaucum, Chione gallina	-(3,25-4,25)	2660 ± 70	2790±50
11	ЛУ-4649	АВ-5, скв. 11, гл. 4,0-5,0м, Cerastoderma glaucum, Chione gallina	-(2,9-3,9)	2750 ±70	2870±70
12	ЛУ-4661	АВ-17, скв. 26, гл. 2,0-3,0м, Chione gallina	+0,1-(-1,1)	2760 ± 70	2880±80
13	ЛУ-4645	АВ-1, скв. 2, гл. 7,5-8,5м, Ostrea edulis	-(6,45-7,45)	2780 ± 70	2900±80
14	ЛУ-4667	АВ-23, скв. 35, гл. 9,0-10,0 м, Chione gallina	-(7,55-8,55)	2840 ±60	2970±80
15	ЛУ-4662	АВ-18, скв. 27, гл. 3,0-4,0м, Chione gallina	-(1,55-5,55)	2870 ± 60	3010±90
16	ЛУ-4673	АВ-29, скв. 42, гл. 5,0-6,0м, Chione gallina	-(3,35-4,35)	2880 ±40	3020±60
17	ЛУ-4655	АВ-11, скв. 19, гл. 3,0-4,0м, Chione gallina	-(1,9-2,9)	2940 ± 50	3110±90
18	ЛУ-4646	АВ-2, скв. 4, гл. 2,0-3,0м, Ostrea edulis, Chione gallina	-(0,9-1,9)	3060 ±70	3260±90
19	ЛУ-4647	АВ-3, скв. 6, гл. 1,0-2,0м, Ostrea edulis, Chione gallina	-(0,4-1,4)	3070 ±60	3280±80
20	ЛУ-4671	АВ-27, скв. 40, гл. 2,0-3,0м, Chione gallina	-(1,1-2,1)	3090 ±40	3310±50
21	ЛУ-4654	АВ-10, скв. 18, гл. 1,0-2,0м, Chione gallina	-(0,25-1,25)	3180 ±60	3410±60
22	ЛУ-4657	АВ-13, скв. 21, гл. 2,0-3,0м, Chione gallina	-(0,65-1,65)	3220 ±70	3470±80
23	ЛУ-4658	АВ-14, скв. 22, гл. 9,0-10,0 м, Chione gallina	-(7,95-8,95)	3350 ±80	3590±100
24	ЛУ-4659	АВ-15, скв. 24, гл. 2,0-3,0м, Chione gallina	-(0,8-2,8)	3570 ±70	3870±100
25	ЛУ-4660	АВ-16, скв. 25, гл. 3,0-4,0м, Chione gallina	-(1,15-2,15)	3650 ±80	3990±110
26	ЛУ-4648	АВ-4 скв. 7, гл. 6,0-7,0м, Ostrea edulis, Chione gallina	-(2,6-3,6)	3780 ±50	4170±80
27	ЛУ-4664	АВ-20, скв. 29, гл. 9,0-10,0 м, Chione gallina	-(7,7-8,7)	4020 +-60	4530±80
28	ЛУ-4663	АВ-19, скв. 28, гл. 5,0-6,0м, Chione gallina	-(3,6-4,6)	4300 +-80	4880±130
29	ЛУ-4670	АВ-20, скв. 38, гл. 2,0-3,0м, Cerastoderma glaucum , Chione gallina	-(1,1-2,1)	4630 +-70	5340±120
30	ЛУ-4668	АВ-24, скв. 36, гл. 4,0-5,0м, Chione gallina, Cerastoderma glaucum	-(3,05-4,05)	4920 +-80	5690±90
31	ЛУ-4669	АВ-25, скв. 37, гл. 3,0-4,0м, Chione gallina	-(0,15-1,15)	5290 +-60	6080±90

Примечание: значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы "CalPal2007_HULU" Кёлнского университета 2007 года, авторы B. Weninger, O. Joris, U. Danzeglocke (сайт www.calpal.de). При вычислении радиоуглеродного возраста введены поправки на фракционирование изотопов углерода в морских раковинах ($\delta^{13}C = 0.0 \pm 0.27$ % по отношению к PDB стандарту) и на резервуарный эффект (равный 400 годам для поверхностных вод Черного моря) (Арсланов, 1987).

На рисунке графически представлены данные о гипсометрическом положении всех радиоуглеродных датировок. Они однозначно указывают на длительный период формирования пересыпи, охватывающий последние 6 тысяч лет. Учитывая данные о современном положении кровли морских отложений в пределах пересыпи, обычно не превышающем 2,0 м, можно уверенно рассматривать приведенные датировки в качестве соответствующих индикаторов палео-уровней моря. Тектонические деформации, по-видимому, не были здесь существенными (Измайлов, 2013). Особо обращает на себя внимание близость уровня моря к современному уже в начальную фазу формирования объекта около 6 тыс. лет назад, что находится также в полном соответствии с данными о распространении джеметинских палеонтологических комплексов в осадках пересыпи уже на данном хронологическом уровне.

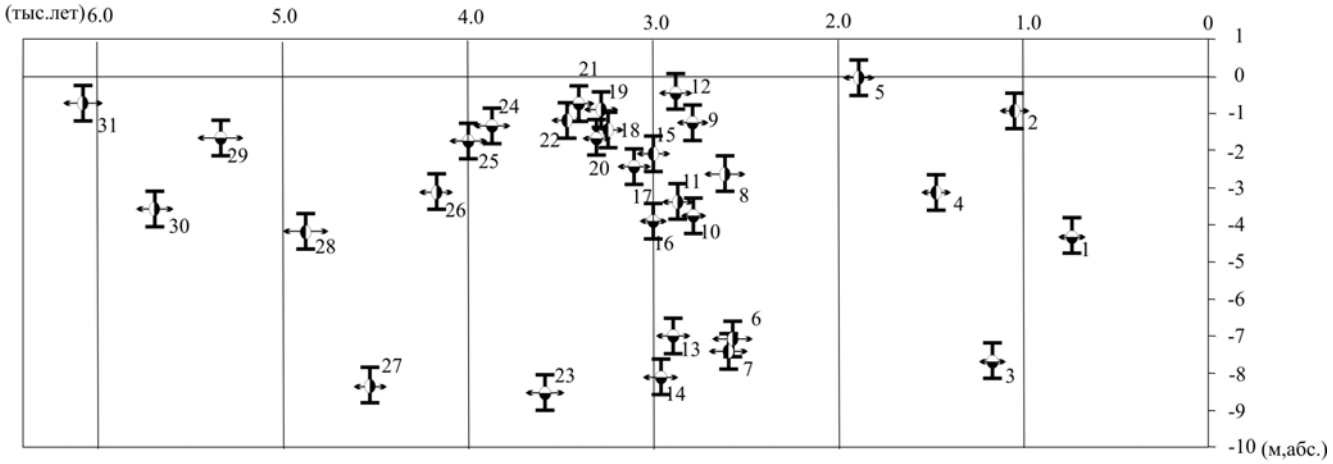


Рис.1 График гипсометрического положения радиоуглеродных датировок

Условные обозначения: ⊢●⊣ калиброванная датировка (метод калибровки смотри в тексте); значками в центре указан тип фауны морских моллюсков в интервале датирования: ◒ джеметинский типичный, ◑ джеметинский обедненный, ◐ каламитский (номера у знаков соответствуют приведенным в таблице)

Таким образом, формирование отложений Анапской пересыпи, содержащих джеметинский комплекс фауны моллюсков, происходило в интервале от 5,3 до 2,5 тыс. лет (калиброванные датировки от 6,1 до 2,6 тыс. лет). Более молодые осадки Анапской пересыпи формировались, судя по полученным датировкам, в интервале от 1,9 до 0,74 тыс. кал. лет. Приведенные временные интервалы формирования Анапской пересыпи хорошо сопоставляются с интервалом времени формирования береговых валов на побережье Азовского моря в джементинскую (6,7–2,8 тыс. кал. лет) и нимфейскую (2,4–0,56 тыс. кал. лет) стадии. Максимальное расстояние от современного берега моря, на котором зафиксированы валы джементинской стадии, составляет 35 км, нимфейской – 14 км (Izmailov et al., 2011). Полученные данные отчетливо свидетельствуют, что в течение всего 6000-него периода уровень моря, как показывают материалы и по другим территориям (Izmailov et al., 2011), испытывал существенные колебания, периодически возвращаясь к современному положению.

Список литературы:

Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. – Изд-во Ленинградского университета, 1987. – 300 с.

Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. М.-Владивосток: – Дальнаука, 2009. – 352 с.

Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. – Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 175 с.

Измайлов Я.А. Попытка количественной оценки темпов плейстоценовых вертикальных тектонических движений морских побережий (Восточное Азово-Черноморье). VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Сб. статей. Ростов н/Д: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 250-252.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. – М.: Наука, 1965. – 349с.

Izmailov, Ya.A., and Arslanov, Kh.A. Formation of the Anapa sand-spit and Late Holocene fluctuation of the Black Sea level. IGCP 521 Second Plenary Meeting and Field Trip « Black Sea-Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptation». – Odessa: Astroprint, 2006. – Pp. 81-82.

Izmailov, Ya.A., Arslanov, Kh.A., and Chernov, S.B. Marine coastal bars of the Middle and Upper Holocene in the relief of the Kuban River Delta and their chronology. INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip « Black Sea-Mediterranean corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies». – Odessa: Astroprint, 2011. – Pp. 103-106.

ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

А.Г. Илларионов
Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия, geo@ uniudm.ru

EVOLUTION OF HYDROGRAPHIC NET OF NORTH-EAST OF THE RUSSIAN PLAIN

A.G. Illarionov, Udmurt State University, Izhevsk, Russia

1. Рассмотрен район расположения истоков трех крупнейших рек северо-востока (с-в) Русской равнины – Камы, Печоры, Вычегды. В орографии этот гидрографический узел известен как Печоро-Камско-Вычегодское междуречье. Оно расположено на стыке разных геоструктурных образований: восточного склона фундамента Русской платформы, Предуральского прогиба, предгорья возрожденного Урала и сочленяющейся с ним южной части Тиманского кряжа. Геологический субстрат территории испытал неоднократное воздействие плейстоценовых ледниковых щитов. На этом месте сходились фронтальные части двух ледниковых центров – Скандинавского и Карско-Новоземельского (Лавров, 2005). Здесь переплетаются многие, еще не решенные, вопросы палеогеографии новейшего времени, в частности, природная обстановка времени заложения и функционирования гидрографической сети; характеристика стокав прошлом; переломные рубежи в перестройке рисунка и структуры речной сети в ходе ее эволюции.

2. Из природных условий основным фактором флювиальногорельефообразования и осадконакопления, вместе с составом и характером залегания размываемых пород, была *тектоника*. Фиксируются три глобальные фазы оживления тектонических движений. В речных долинах они выражены в виде глубоких эрозионных врезов, обозначенных в работе как *«предкинельский»*, *«предвенедский»* и *«предвюрмский»*. Амплитуда расчленения рельефа, обусловленная тектоникой, местами возрастала здесь за счет карста и ледниковой экзарации (Горецкий, 1964). Тектоника определяла также пространственное положение конечных базисов эрозии, площадь водосборных бассейнов и конфигурацию линий водоразделов. Во время заложения флювиальных систем и на начальных этапах их развития эти структурные элементы водосборных бассейнов сильно отличались от современного. Водосбор с-в Русской равнины был сконцентрирован в то время в четырех крупных бассейнах – Вычегодском, Печорском, Вятском и Бельском. Пространственно-временные изменения базиса эрозии Бельского и Вятского бассейнов зависели от трансгрессивно-регрессивных фаз развития Каспия. Базис эрозии северных рек – моря Арктического бассейна, помимо тектоники испытали на себе сильное воздействие периодической и глубокой смены *климато-ландшафтнойобстановки*. Начиная с плейстоцена, в разное время, эта территория стала ареной действия мощных ледниковых щитов. В разные эпохи похолодания активность ледниковых щитов и их воздействие на рельеф рассматриваемой территории была разной (Лавров, 2005). Весьма активным в *днепровское* (печорское) время был *Карско-Новоземельскийцентр* оледенения, а в *московское* (вычегодское) время – *скандинавский*. Основным механизмом воздействия ледниковых покровов на гидрографическую сеть стало подпруживание ледниками долин рек. Ледники «отсекали» (или изолировали) устья рек от конечных базисов эрозии. Временными базисами эрозии становились уровни подпрудных водоемов. Время и место их существования определялось, в основном, активностью центров оледенения. Ледниковый покров, в сочетании с другими факторами его влияния на окружающую среду, играл очень большую роль в гидрологических процессах, как в районах своего развития, так и за их пределами, в перигляциальной зоне. Его влияние, помимо подпруды стока, проявилось еще в увеличении в балансе стока продуктов склоновой денудации – делювиальных и солифлюкционных осадков; в смене перстративной фазы развития русловых процессов на констративную, что вызвало усиление вертикальной миграции пойменно-руслового комплекса. Вертикальная миграция последнего стала следствием ускоренного накопления перигляциального аллювия, его повышенной мощности, превосходящей мощность «нормального» (фациально расчлененного) аллювия в 2 – 2,5 раза. Этот процесс способствовал выходу стока на низкие междуречья (Илларионов, 2010; Крапивнер, 1961).

3. История становления и развития гидрографической сети региона остается до сих пор весьма загадочной и противоречивой в силу объективных причин: она в течение долгого времени оставалась слабо изученной. Материалы, необходимые для разработки обоснованной геохронологической шкалы, крайне важной для реконструкции географических событий прошлого, начали поступать лишь в 60-е годы. К сожалению, этот заметный рубеж в изучении плиоцен-четвертичных отложений с-в Русской равнины привел к возрождению дрифтовой гипотезы и к непримиримому размежеванию исследователей края на сторонников антигляциализма и гляциализма (Лавров, 2005). Поводом для возрождения дрифтовой гипотезы послужили, в основном, находки раковин фораминифер из валуносодержащих суглинков (диамиктонов), считавшихся ранее заведомо ледниковыми (Лавров, 2005). Диамиктоны начали рассматривать как ледово-морские осадки. Из этого исходила совершенно иная трактовкаклимато-ландшафтной обстановки плейстоцена на с-в Русской равнины. Результаты детальных исследований последних летплейстоцена этой территории (Лавров, 2005; Андреичева, 2002) свидетельствуют, что представления о неоднократном наземном характере оледенений, в своей основе, остаются верными.

Идеи и материалы, необходимые для разработки геохронологической шкалы этого региона, имелись уже в классической работе Г.И. Горецкого (Горецкий, 1964). По его данным, в завершающихся стадиях заполнения плиоценовых, *предкинельских*, врезов в долине Ср. Камы шло накопление аллювиально-озерных отложений. Процесс этот продолжался и в раннем плейстоцене. Эту толщу аллювиально-озерных отложений Горецкий выделил в соликамскую свиту. Характерная окраска, специфические включения и основательная палеоботаническая характеристика делают соликамскую свиту одним из маркирующих горизонтов региона. Как и в долине

Ср. Камы (Лавров, 2005), так и в долине Верх. Печоры (Крапивнер, 1961; Юдкевич, Симонов, 1976), а также на Вычегдо-Печорском (Лавров, 2005; Крапивнер, 1961) и Печоро-Колвинском (Степанов, 1976) междуречьях плиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения имеют наложенный или, чаще всего, вложенный характер залегания.

Следующий,*предвенедский*, эрозионный врез наблюдается во всех речных долинах. В долине Ср. Камы он подготовил ложе для накопления «венедского» аллювия (Горецкий, 1964). Именно в это время, по Г.И. Горецкому, заложилась долина Камы в ее современных контурах. Следует однако отметить, что предвенедский врез до сих пор не выявлен на меридиональном участке течения Верх. Камы, выше устья Вишеры (Илларионов, 2010). Генетически и пространственно венедский аллювий очень слабо обособлен и в контурах Ср. Камы (Горецкий, 1964). Только ниже устья р. Белойвенедский аллювий лежит в глубоком эрозионном врезе, подобно его возрастным аналогам в долине Печоры и Вычегды. Более того, возрастные аналоги венедского аллювия широко представлены на междуречьях Печоры и Вычегды, Печоры и Колвы. Здесь они выполняют глубокие эрозионные врезы, описанные как «погребенные каньоны» (Лавров, 2005), или древние, ныне мертвые, «ложбины стока» (Крапивнер, 1961; Степанов, 1976). Следовательно, гидрографический узел, откуда в последующем расходились истоки крупнейших рек региона, в венедское время представлял собой место деятельности крупных транзитных водотоков.

Крупнейшая перестройка рисунка и структуры речной сети рассматриваемой части Русской равнины приходится на послевенедское время и происходила, на мой взгляд, *в два этапа*. *Первый этап* приходится на время функционирования среднеплейстоценовых ледниковых покровов. В эпоху днепровского (печорского) оледенения «агрессивность» Карско-Новоземельского центра испытал на себе, прежде всего, бассейн Печоры. В то же время, бассейн Вычегды оставался относительно свободным от «пут» его воздействия. Именно Вычегда в это время взяла на себя транзит абсолютно большей части стока рассматриваемой территории. Геологические и геоморфологические данные, скорее всего, свидетельствуют, что этот сток «стягивался» в контуры Великой Волжской равнины (Илларионов, 2010). Ситуация изменилась в эпоху московского (вычегодского) похолодания, когда активизировалась деятельность скандинавского центра оледенения. «Бремя» воздействия ледника на окружающую среду на сей раз выразилось, наоборот, в бассейне Вычегды. Ледник, ставший на пути направления стока, стал причиной образования в долине Вычегды обширного Керчемского подпрудного водоема (Лавров, 2005). Не исключено, что его становление было унаследовано от предыдущих эпох. С Керчемским подпрудным озером были связаны другие – Тимшерское, в низовьях Верх. Камы, выше устья р. Коса (Илларионов, 2010); Троицко-Печорское (Юдкевич, Симонов, 1976) Немское (Лавров, 2005); Нижне-Вишерское (Степанов, 1976). Эти подпрудные озера, по-видимому, были соединены между собой широкими протоками, наследовавшими контуры каньонов и мертвых долин, т. е. мест действия рек предшествовавших эпох. Последовательность накопления аллювиальных, аллювиально-озерных отложений в районах действия среднеплейстоценовых ледниковых покровов, прерывается линзами и пластами диамиктонов. Их наличие в разрезах, как правило, усложняет форму залегания субаквальных осадков. Это обстоятельство снижает также возможности межбассейновой корреляции осадков подпрудных озер. В то же время, их состав, структурно-текстурные признаки позволяют в общих чертах восстановить палеогидрологический режим функционирования этой весьма своеобразной водной системы. Именно системы, состоящей, помимо озер, из обширных протоков, соединяющих водоемы между собой. Высокий базис эрозии, возможно, бывший единым для этой водной системы, обусловил ее малые уклоны в сторону общего водоприемника и слабое эрозионное воздействие на подстилающий субстрат. Время среднего плейстоцена было, возможно, эпохой великого обводнения с-в Русской равнины. На границе среднего и позднего плейстоцена, во *время предвюрмского вреза,* начинается *второй этап* перестройки рисунка и структуры речной сети региона. Он был связан со временем глобальной активизации тектонических движений.

4. Восстановление основных рубежей эволюции речной сети с-в Русской равнины, помимо геологических данных, в значительной степени опиралось на геоморфологический анализ. Были привлечены также некоторые гидрологические законы становления и развития рек (законы Плайфера, Зеккеля и др.).

В *плиоцене* и *раннем плейстоцене* водосборы региона были сосредоточены в четырех бассейнах: Вычегодском, Вятском, Печорском и Бельском. Эти бассейны были разделены друг от друга зонами новейших поднятий, представленных в современном рельефе системой возвышенностей широтного и диагонального простирания. Наиболее крупная из них пересекает современный водосбор Камы между устьями рек Обва и Сива. В структуре речных бассейнов и разделяющих их водоразделов она известна под названием «Удмуртского порога» (Илларионов, 2010). Вычегодский бассейн был отделен от Печорского южной оконечностью Печорского кряжа, а от Вятского – Северными Увалами. Водосборы Верх.и Ср. Вятки в то время были отделены от бассейна Ниж. Вятки Вятскими Увалами. Водоприемником Верх.и Ср. Вятки была Великая Волжская аллювиальная равнина (Илларионов, 2010). Есть основания полагать, что она же служила водоприемником палео- и пра-Вычегды. Не находит подтверждения предположение группы авторитетных исследователей (Яхимович и др., 1985) о возможной связи в эпоху максимальной плиоценовой трансгрессии Каспия его вод с водами Арктического бассейна. В более надежном обосновании нуждается и представление Г.И. Горецкого (Горецкий, 1964) о прорыве венедской Камой Удмуртского порога. По нашему мнению, территория последнего в плиоцене и раннем плейстоцене служила устойчивым водоразделом между водосборами северных рек (Вычегды и Печоры) и Белой.

В *среднем плейстоцене*, в эпоху максимального обводнения рассматриваемой территории, произошел сброс стока из Вычегодского бассейна в Бельский. Как и полагали многие (Крапивнер, 1961; Краснов, 1948), эта инверсия стока приходится на эпоху московского (вычегодского) оледенения. Продолжительность и объемы стока нуждаются в уточнении.

В *послемосковское время*, в *началемикулинскогомежледниковья*, произошла коренная перестройка рисунка и структуры речной сети рассматриваемой территории и заложение современной Камской флювиальной системы. Именно в это время произошел прорыв водоразделов смежных бассейнов. Предпосылка для прорыва была обусловлена дифференцированным характером тектонических движений, определившим различие базисов эрозии в сопряженных бассейнах. Основным механизмом прорыва служила попятная эрозия, особенно активно проявившаяся в бассейне Белой в пределах Удмуртского порога и со стороны Ниж. Вятки, прорвавшей Вятские Увалы. Геологические и геоморфологические материалы однозначно свидетельствуют, что прорыв водоразделов сопряженных бассейнов имел кратковременный и бурный характер. Образовавшиеся при этом глубокие эрозионные врезы имеют форму типичныхспиллвеев.

5. Регионы, подобные рассмотренному, имеют ключевое значение при решении фундаментальных проблем палеогеографии квартера. Исследование таких проблем крайне нуждается в общей координации. Необходимость в последней особенно остро ощущается при попытке свести в целоесодержание очень интересных, отдельных региональных работ. К сожалению, при совокупном рассмотрении они теряют свою ценность в клубке непримиримых противоречий. Представляется, что координацию исследований при решении крупных палеогеографических проблем должны взять на себя ведущие академические институты или вузы федерального значения.

Список литературы:

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: «Аэрогеодезия», 2005. 218 с.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновыхпрарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука, 1964. 413 с.

Илларионов А.Г. Этапы формирования современной структуры Камской речной системы. В сб. Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы. Волгоград: Изд-во ВГПУ «Перемена», 2010. С. 32-50.

Крапивнер Р.Б. Проблема соединения бассейнов Камы, Вычегды и Печоры в четвертичное время и перигляциальные отложения в бассейне Камы // Бюлл. МОИП, отд. геол, 1961. Т. XXXVI(2). С. 81-101.

Андреичева Л.Н. Плейстоцен Европейского северо-востока. Екатеринбург: УРО РАН, 2002. – 320 с.

Юдкевич А.Н., Симонов А.Н. Стратиграфия плиоцена и плейстоцена бассейна р. Печора. В кн. Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976. – С. 142-164.

Степанов А.Н. Плиоцен-плейстоценовые отложения междуречья Печоры и Колвы. В кн. Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976. – С. 62-85.

Яхимович В.Л., Блудорова Е.А., Жидовинов и др. Геохронологическая корреляция плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области. В кн. Геологические события и история плиоцена-плейстоцена южных и северных морей. Уфа, 1985. С. 5-15.

Краснов И.И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий // М-лы по геоморфологии Урала. – 1948. – Вып. 1. – С. 47-88.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ НИЖНЕГО ДОНА

С.А. Иноземцев[1,2], А.С. Тесаков[3]

[1]*Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*ООО «ТехноТерра», Санкт-Петербург, Россия,* microsoil@yandex.ru,
[3]*Геологический институт РАН, Москва, Россия,* tesak@ginras.ru

A CASE OF EARLY PLEISTOCENE PEDOGENESIS IN LOWER DON AREA

S.A. Inozemtsev, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University,
LLC «TehnoTerra», St. Petersburg, Russia;
A.S. Tesakov, Geological institute RAS, Moscow, Russia

Развитие почвообразования в раннеплейстоценовое время на территории нижнего Дона выражается в смене комплекса педогенных образований от мощных синседиментационных слоев с преобразованием и аккумуляцией карбонатов до полноразвитых полигенетичных профилей.

Наиболее развитый почвенный профиль изучен в разрезе Саркел на юго-западном абразионном берегу Цемлянского водохранилища (Додонов и др., 2007). В исследованном разрезе палеопочвенный профиль подстилается слоями аллювиальных песков русловой фации и перекрывается суглинистыми покровными отложениями содержащими современную почву. В целом, наблюдаемые отложения представляют собой аллювиально-субаэральный цикл заполнения погребенной долины, которая была боковым притоком палео-Дона. Погребенная долина вскрыта в поперечном сечении в абразионном обрыве водохранилища на протяжении 700-800 м.

Временная модель разреза основывается на присутствии в базальных аллювиальных песках фауны млекопитающих таманского фаунистического комплекса с *Archidiskodon meridionalis tamanensis, Allophaiomys pliocaenicus, Prolagurus pannonicus, Lagurodon arankae, Mimomys intermedius, Mimomys pusillus, Ellobius tarchancutensis* и др. (Tesakov, 2008) и обратной намагниченности всей толщи разреза. Совокупность методов позволяет

датировать саркельский аллювиально-субаэральный седиментационый цикл второй половиной раннего плейстоцена в интервале 1.2 – 1.0 млн лет.

Время формирования палеопочвы относится к окончанию цикла седиментации и существования палеодолины. Несмотря на это, палеопочвенный профиль частично эродирован. Об этом говорит отсутствие органогенного горизонта, а кроме того на контакте палеопочвенного профиля и перекрывающего слоя покровного суглинка, наблюдается тонкий прослой обогащенный песчаной фракцией, который может являться свидетельством размыва профиля поверхностными водными потоками. Не смотря на эродированость, профиль палеопочвы четко отделяется от перекрывающих и вмещающих слоев, за счет ярко выраженной пестрой окраски, многопорядковой структуры, обилия и разнообразия новообразований.

Палеопочва характеризуется преобладанием ила и средней пыли в гранулометрическом спектре. Содержание фракции ила имеет слабо выраженное аккумулятивное распределение. В горизонте B1ca оно составляет 24% и постепенно уменьшается с глубиной до 14% в горизонте B3ca. В палеопочве наблюдается низкое содержание органического вещества около 0,16%, что характерно для палеопочв раннеплейстоценового возраста. Содержание карбонатов имеет поверхностно-аккумулятивный тип распределения от 6,28% ($CO_{2карб}$) в горизонте B1ca до 1,57% ($CO_{2карб}$) в горизонте B3ca. Содержание валового железа колеблется в пределах 4 – 5% и распределено довольно равномерно в профиле, дитионит-растворимое железо содержится в количестве от 0,6 до 0,9% с некоторой аккумуляцией в верхней части горизонта B2ca. Железо, извлекаемое вытяжкой Тамма, составляет 0,1-0,13% и также имеет небольшой максимум распределения в горизонте B2ca. Содержание валовых форм основным макроэлементов равномерное. Горизонт B1ca несколько обеднен валовым SiO_2. Таким образом, палеопочва характеризуется аккумулятивным накоплением карбонатов, слабо иллювиальным распределением дитионитраствоpимого железа, и слабой дифференцированостью по содержанию основных макроэлементов и микроэлементов.

Палеопочва содержит целый спектр различных новообразований: карбонатные новообразования, железисто-марганцовые и глинистые.

Карбонатные новообразования наиболее многообразны в профиле. В горизонте B1g,ca карбонаты образуют псевдомицелий заполняющий внутриагрегатную массу вокруг тонких пор, рыхлые округлые журавчиками и белоглазку. Разнообразие форм новообразований постепенно меняется с глубиной и в горизонте B2g,ca карбонаты представлены только в виде мелких плотных нодулей, а в горизонте B3g,ca опять появляется карбонатный псевдомицелий. Разнообразие и сложное распределение новообразований карбонатов в профиле является свидетельством миграции и перераспределения карбонатов в почвенном профиле, этапов различных уровней поднятия капиллярной каймы грунтовых вод, а так же этапов с различной глубиной промачивания профиля. Карбонатный профиль палеопочвы записал климат с периодическими контрастными этапами увлажнения.

В горизонтах B2t,g, B2g,ca кутаны имеют глинистый и возможно железисто-глинистый состав и макроморфологически в профиле выделяются по бурой и шоколадной окраски. Наблюдения в шлифах показывают, что кутаны как правило не слоистые, имеют хорошую ориентировку частиц. Кутаны занимают участки внутриагрегатной массы близкие к поверхности пор и трещин, в отдельных случаях участки кутан включены в основную массу (Interpretation of micromorphological…, 2010).

Карбонатные аккумуляции чаще перекрывают и пропитывают глинистые кутаны, но в отдельных случаях напротив тонкие глинистые кутаны залегают на карбонатных новообразованиях. По видимому, кутаны и карбонатный профиль палеопочв формировались в разное время. Причем первоначально сформировались глинистые кутаны, а затем комплекс карбонатных новообразований, которые частично перекрывали глинистые кутаны. Сложное пространственное соотношение глинистых и карбонатных новообразований является записью последовательных фаз промывного водного режима с развитием процессов перераспределения глины и периодически-промывного или непромывного водного режима с формированием карбонатного профиля.

Микроморфологические исследования зерен песчаной и крупнопылеватой размерности, позволяет говорить о существенном развитии внутрипочвенного выветривания. На поверхности зерен полевых шпатов наблюдаются фигуры травления относительно невысокой степени развития. Наличие фигур травления на полевых шпатах и слабая дифференцированность профиля по валовому составу, позволяют реконструировать начальные стадии развитие внутрипочвенного выветривания.

Исследованная палеопочва имеет сложно построенный полигенетичный профиль. Палеопочва сформирована следующим комплексом элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП): структурообразование, миграция и перераспределение карбонатов, лессиваж, оглеение, внутрипочвенное выветривание силикатов. Палеопочва записала несколько (по меньшей мере две) стадий формирования, которые отличались по гидротермическим условиям. Комплекс элементарных почвообразовательных процессов и полигенетичность профиля позволяют оценить длительность стадии педогенеза до десяти тысяч лет. Гидрологические режим менялся от промывного до периодически промывного. Таким образом, можно говорить о существенных вариациях климатических условий в данном регионе в раннеплейстоценовое время на интервалах времени десятки тысяч лет. Вполне вероятно, что саркельский разрез представляет запись части одного из 41-тысячелетних климатических ритмов, характерных для раннего плейстоцена.

Список литературы:

Додонов А.Е., Тесаков А.С, Титов В.В., Иноземцев С.А., Симакова А.Н., Никольский П.А., Трубихин В.М. 2007. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений низовьев Дона, разрезы побережья Цимлянского водохранилища / В кн. Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции (Ю.Б. Гладенков, ред.). – М.: Геос. – С. 43-53.

Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths / Eds.: G. Stoops, V. Marcelino and F. Mees. Elsevier, 2010. – 720 p.

Tesakov A.S. Early Pleistocene mammalian fauna of Sarkel (Lower Don River area, Russia): mole voles (Ellobiusini, Rodentia) // Russian Journal of Theriology. – Vol. 7. – №. 2. – P. 81-88.

ПЕРВАЯ НАХОДКА КРИОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ – МАРКЕРОВ МЕЖЛЕДНИКОВИЙ В ПЕЩЕРАХ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

О.И. Кадебская[1], Р. Миловский[2], Е.П. Базарова[3], М. Орвошова[4], Ю. Шурка[2]

[1]Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия, icecave@bk.ru
[2]Геологический институт АН Словакии, Баньска Быстрица, Словакия, milovsky@savbb.sk
[3]Институт Земной коры Сибирского отделения РАН, Иркутск, Россия, zmeika_23@mail.ru
[4]Музей охраны природы и пещер Словакии, Липтовский Микулаш, Словакия, orvosovamonika@gmail.com

FIRST FIND CRYOGENIC CARBONATES – MARKERS OF INTERGLACIAL IN CAVES OF IRKUTSK REGION

O.I. Kadebskaya, Mining Institute of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Perm, Russia; R. Milovskiy, Yu. Shurka, Geological Institute of the Slovak Academy of Sciences, Banska Bystrica, Slovakia; E.P. Bazarova, Institute of Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia; M. Orvoshova, Muzeum of conservation and caves in Slovakia, Liptovsky Mikulas, Slovakia

С 1 по 14 октября 2014 г. прошла совместная словацко-российская экспедиция в пещеры Прибайкальского национального парка (Иркутская область, Россия), территория которого включена в Список Всемирного Наследия ЮНЕСКО. Основная исследовательская активность участников экспедиции была связана с поиском «маркерных» криоминеральных отложений, которые накапливались в пещерах при изменениях внешнего климата.

Ранее было установлено, что криогенный пещерный кальцит по сравнению с натечным кальцитом имеет существенное обогащение легким кислородом (^{16}O) и некоторое обогащение тяжелым углеродом (^{13}C). Th/U датирование конкреций дает основание связывать время их формирования с периодами потепления (межледниковьями), когда глубина оттаявшего слоя достигала кровли пещер и вода активно проникала в карстовые полости (Zak et al., 2012). Поступающая в подземные полости вода и промороженные вечномерзлотные стены создавали благоприятные условия для образования в больших гротах пещер (далеко от входа, и не связанных с охлаждающим действием воздуха в зимние периоды) многолетнего льда и криогенной минерализации. На сегодняшний день абсолютные датировки таких криогенных минералов получены из многих пещер Европы, в том числе и на Урале, в европейской части России (Чайковский, Кадебская, Жак, 2014; Dublyansky et al., 2014; Zak et al., 2012).

Криогенный кальцит во время экспедиции 2014 г. был обнаружен в нескольких гротах правой и левой частях пещеры. При проведении полевых работ для сравнительного анализа также были отобраны образцы натечных образований и современной криогенной муки.

Общие данные о пещере. Пещера Охотничья, открытая в 2006 г., расположена на Приморском хребте. Пещера заложена в онколитовых и строматолитовых известняках и доломитах улунтуйской свиты верхнего протерозоя. Сразу от входа начинается большой грот шириной 15 – 20 м и высотой 5 – 10 м, который крутонаклонной глыбовой осыпью спускается вглубь пещеры. Охотничья является третьей по длине пещерой Байкальского региона, и ее протяженность по опубликованным данным спелеоклуба «Арабика» составляет 5700 м при амплитуде 77 м (Осинцев, 2010). Пещерная система заложена по серии субпараллельных разломов северо-северо-восточного простирания. Галереи представляют собой как объемные ходы, так и узкие высокие проходы с характерным щелевидным сечением и высотой до 25 м. В пещере широко представлены вторичные образования различного генезиса: остаточные, обвальные, водные механические, водные хемогенные, пещерный снег и лед (сезонные образования) и органогенные. Исследование современной криогенной минерализации в п. Охотничья было начато в 2010 г. (Базарова и др., 2011; Базарова и др., 2014).

Морфологическая характеристика криогенного кальцита. Анализ морфологии кристаллов древнего криогенного кальцита позволил разделить их на несколько групп и рассмотреть предполагаемые обстановки их минералообразования.

Первая группа представлена белыми, бежевыми и коричневыми кристаллами, расщепленными индивидами и сферолитами. В основном такой тип морфологии распространен в мелкой фракции размером до 1-2 мм. Морфология кристаллов позволяет предполагать, что их рост происходил в свободном пространстве в водной среде (рис. 1).

Образования второй группы представлены белыми и бежевыми (реже коричневыми) сферолитами и кристаллами (комбинация ромбоэдра с пинакоидом), агрегатами сферолитов и кристаллов, которые практически всегда несут признаки роста на плоской поверхности (рис. 1 тип 2-а). Сферокристаллы с плоской поверхностью (на некоторых отмечены индукционные грани совместного роста со льдом) составляют большинство во фрак-

ции более 1 мм. Наибольший размер кристаллов этой группы достигает 3 см. Агрегаты кристаллов и сферолитов представляют собой корочки, которые также образовывались на плоской поверхности льда в водной пленке (рис. 1, тип 2-б). В некоторых агрегатах отмечены ориентированные вростки ламелевидной фазы и полости круглой формы, что позволяет предположить совместную кристаллизацию с более растворимым минералом, чем кальцит (рис. 1, тип 4).

Образования третьей группы представляют собой агрегаты скелетного и сложного строения, которые кристаллизовались совместно со слоями льда (рис. 1, тип 3). Некоторые кристаллы имеют несколько фаз обрастания разного цвета, что говорит о периодическом повторении криогенных условий кристаллизации.

Изотопный состав криогенного кальцита. Анализ стабильных изотопов С и О проводился в лаборатории Геологического института АН Словакии на масс-спектрометре MAT253 с прибором для автоматической подготовки карбонатов Gasbench III (рук. Р. Миловский). Изотопный состав крупнокристаллического криогенного кальцита отличается от современных натечных образований и криогенной «муки», формирующейся на поверхности льда, что свидетельствует о другом механизме формирования. Первый тренд фракционирования, характеризующийся ростом содержания ^{13}C при почти постоянном значении $\delta\ ^{18}O$, был установлен при быстрой (шоковой) кристаллизации тонкодисперсных выделений (криогенной муки) и фракционировании подвижного ^{12}C в углекислый газ. Здесь главным фактором выступает кинетический, связанный с быстрым удалением CO_2 и неравновесным испарением воды. Замораживание происходит настолько быстро, что здесь фракционирование изотопов кислорода между водой и льдом не происходит. Второй тренд, отличающийся накоплением ^{16}O, установленный для крупных кристаллов криогенного кальцита из 20 пещер Германии, Чехии, Словакии и Польши, сформировавшихся в условиях медленного замерзания льда, обусловлен преимущественной фиксацией в кристаллической структуре льда тяжелого изотопа кислорода ^{18}O (Zak et al., 2012).

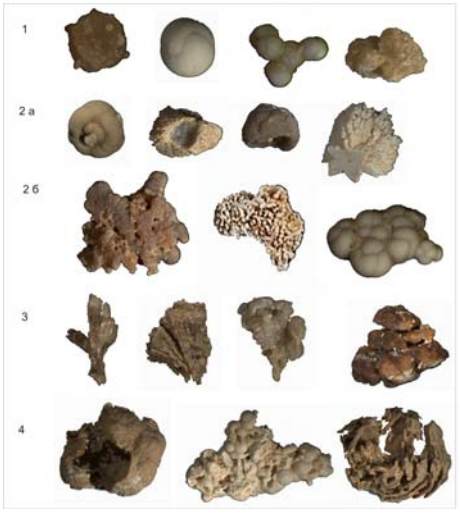


Рис. 1. Морфологические типы криогенного кальцита: 1. кристаллы и расщепленные индивиды; 2-а. кристаллы и сферокристаллы с плоской поверхностью; 2-б. агрегаты-корочки; 3. кристаллы скелетного и сложного строения; 4. агрегаты с полостями

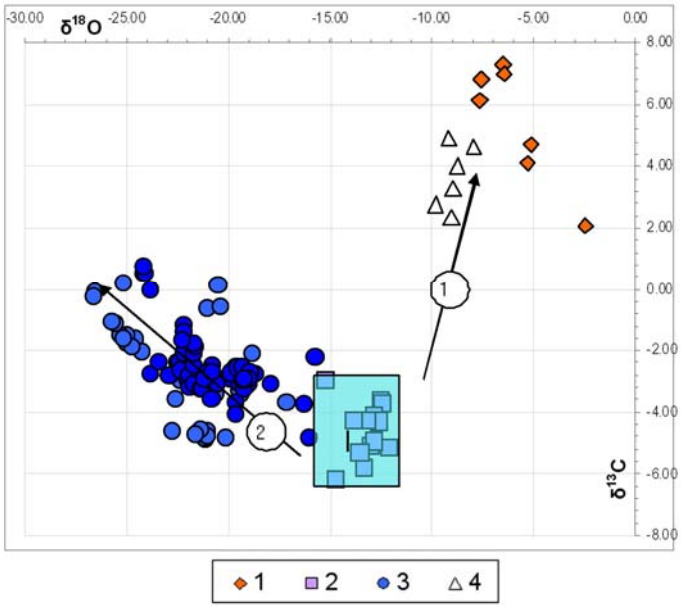


Рис. 2. Соотношение изотопов С и О во вмещающих породах (1), в натечных образованиях (2) в криогенном пещерном кальците (3), и криогенной муке (4), На рисунке показаны: I – поле составов натечных образований пещеры Охотничья; тренд 1 – состав криогенной «муки» с поверхности наледей; тренд 2 – криогенного пещерного кальцита.

Результаты анализа показали (рис. 2), что соотношение изотопов в исследованных образцах варьируется в широких пределах. Так в криогенном кальците $\delta\ ^{13}C$ изменяется от +0,77 ‰ до -4,8 ‰, а $\delta\ ^{18}O$ от -15,79 ‰ до -26,63 ‰ VPDB. В натечных корах и сталагмитах $\delta\ ^{13}C$ варьируется от +0 ‰ до -6,19 ‰, а $\delta\ ^{18}O$ от -10,48 ‰ до -15,27 ‰ VPDB, а в криогенной муке $\delta\ ^{13}C$ изменяется от +2,35 ‰ до +4,93 ‰, а $\delta\ ^{18}O$ от -7,94 ‰ до -9,81,63 ‰ VPDB.

Сравнительный анализ с изотопным составом натечных образований из европейских ($\delta\ ^{18}O$ от -5,0 ‰ до -10,0 ‰) и уральских ($\delta\ ^{18}O$ от -9,0 ‰ до -14,2 ‰) пещер показывает, что изотопы кислорода облегчаются с запада на восток, что связано с современной климатической зональностью и составом атмосферных осадков, которые облегчаются в зависимости от удаленности источника образования воздушных масс.

Соотношение изотопов криогенного пещерного кальцита и направление трендов фракционирования близко к составу криогенных пещерных карбонатов из европейских и уральских пещер (Чайковский, Кадебская, Жак, 2014; Dublyansky et al., 2014; Zak et al., 2012).

Данные датирования пещерных криогенных карбонатов из пещеры Охотничья в дальнейшем помогут установить синхронность климатических событий Азиатской и Европейской части России. Датирование криогенных маркеров будет проводиться при помощи изотопных исследований и абсолютных датировок минералов U-Th методом плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS).

Благодарим за дружескую помощь в организации экспедиции А. Аршонова и А. Осинцева (Иркутский клуб спелеологов «Арабика»).

Список литературы:

Базарова Е.П., Гутарева О.С., Кононов А.М., Ущаповская З.Ф., Нартова Н.В., Осинцев А.В. Минералы пещеры Охотничья (Байкальский регион, Иркутская область) // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 5 – 14.

Базарова Е.П., Кононов А.М., Гутарева О.С., Нартова Н.В. Особенности криогенных минеральных образований пещеры Охотничья в Прибайкалье (Иркутская область) // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII. – № 3. – С. 67 – 76.

Осинцев А.В. Крупные пещеры Байкальского региона – новейшие исследования // Спелеология и спелестология: развитие и взаимодействие наук. Сборник материалов международной научно-практической конференции. – Набережные Челны: НГПИ, 2010. – С. 99 – 101.

Чайковский И.И., Кадебская О.И., Жак К. Морфология, состав, возраст и природа карбонатных сферолитов из пещер Западного Урала // Геохимия. – 2014. – № 4. – С. 373-384

Dublyansky Y., Kadebskaya O., Luetscher M., Cheng H., Chaykovskiy I., Spötl Ch. Preliminary data on the Pleistocene history of permafrost in Central Ural (Russia) derived from cryogenic cave carbonates // The Quaternary of the Urals: global trends and Pan-European Quaternary records: International conference INQUA-SEQS 2014. – Ekaterinburg, 2014. – P. 43-45.

Zak K., Richter D.K., Filippi M., Zivor R., Deininger M., Mangini A., Scholz D. Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate – a new archive to estimate the Last Glacial minimum permaforst depth in Central Europe // Climate of the Past. – 2012. – № 8. – P. 1–17.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛАСТИ ПОСЛЕДНЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛЕДНИКА СЕВЕРНОЙ АЗИИ

С.П. Казьмин[1,2]

[1] *Западно-Сибирский филиал ФГБУН Института леса им. В.Н. Сукачёва СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

[2]*Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия,* c_kazmin@ngs.ru

SOME GEOLOGICAL FORMATIONS OF AREA OF THE LAST CONTINENTAL GLACIER OF NORTHERN ASIA

S.P. Kazmin, West-Siberian Branch of V.N. Sukachev Institute of Forest, Novosibirsk, Russia, Siberian Regional Research Hydrometeorological Institute, Novosibirsk, Russia

В области палеогляциологии, как и в иных науках о Земле,ошибочные "версии" и построения вытесняются твёрдо установленными фактами. Именно так была названа ошибочность концепции антигляциолизма, получившая столь широкое распространение в середине прошлого века (Троицкий, 1976). Так же вытесняется и версия отсутствия последнего и более древних континентальных оледенений в северо-восточной части нашей страны (Гросвальд, 1999; Казьмин, Волков, 2010;Казьмин, 2011;Казьмин, 2014 и др.). Она, несомненно, будет отклонена подробной и всесторонней характеристикой гляциальных образований последнего и более древних континентальных оледенений в верховьях Индгирки и Колымы (Хворостова, Кашменская, 1962), данных группы академика Н.А. Шило и иных исследователей, обосновавших гляциальный комплекс геологических образований последнего оледенения (жиганской стадии).

В своих исследованиях С.Л. Троицкий при изучении гляциальной области последнего континентального оледенения Западной Сибири охарактеризовал многие безусловные особенности этой ледниковой области, а также многих иных. В особенности он подчёркивал сложность геологических отложений, оставленных последним континентальным глетчером (позднезырянским) и указывал, что господствующие на территории оледенения бугристо-озёрные рельефообразующие образования не являются едиными. Есть и иные, которые возникли и позже, во время дегляциации ледника и в послеледниковье. Только на основании надлежащего полного учёта всех этих геологических образований можно реально судить о том грандиозном событии, которое пережила северная часть Западной Сибири.

Среди разнообразных гляциальных и флювиогляциальных образований ещё С.Л. Троицким и многими иными исследователями подчеркивалась существенная зависимость характера геологических образований последнего оледенения относительно основных особенностей строения крупных участков древнего рельефа.Широко распространённый на относительно возвышенных участках холмисто-озёрный рельеф обычно сложен материалом, испытавшим перемещение ледником. Но развиты и иные районы, занимающие относительно пониженные пространства. В пределах таких участков ледниковой зоны сверху залегают древние озёрные осадки, нередко вообще лишённые перемещённого обломочного материала. Автор справедливо указывает, что такие участки не свидетельствуют об отсутствии континентального оледенения, а лишь отражают особенности динамики глетчера и, в особенности, его дегляциации.

Длительные дальнейшие исследования ледниковой области подтвердили справедливость этого утверждения. Кроме озёрных приледниковых бассейнов было установлено существование озёрного водоёма даже в пределах самой ледниковой зоны. Он имел сообщение с приледниковыми бассейнами поперечными долинами, пересекающими возвышенные Сибирские Увалы (Пур-Аганское соединение и некоторые иные) (Волков, 1997).

В юго-восточной части Сибирских Увалов озёрные осадки, непосредственно налегающие на сартанскую (позднезырянскую) морену, надёжно датированы радиоуглеродными датами, свидетельствующими о времени существовавшего бассейна в период дегляциации последнего глетчера, ограниченного с юга грядой Сибирских Увалов (Гончаров, 1986; 1989).

Анализ разнообразного надёжно установленного фактического материала ясно свидетельствует о том, что в пределах всей области последнего континентального оледенения Западной Сибири широко распространены геологические образования времени дегляциации последнего континентального ледника. Это время характеризовалось климатом резко отличным от самого похолодания, в условиях которого происходило формирование самого глетчера. Этот климат был теплее и суше не только климата похолодания МИС 2, но также и современного климата севера Западной Сибири. Ввиду этого современный облик рельефа и его геологического строения отражают именно такие климатические условия (Казьмин, 2011).

Резкое потепление, отражённое напалеоэнергетической кривой SPECMAP (Jmbrieetal., 1984), около 20 т.л.н., сопровождалось интенсивным стаиванием массивов неподвижных фрагментов глетчера. Обильно проявлялись гидрологические процессы транзитного стока талых приледниковых вод. Именно об этом и свидетельствуют геологические процессы этого времени. Они выделены, как последняя, заключительная стадия континентального ледника (Казьмин, 2014).

Важным подтверждением сказанного выше являются фактические данные исследований последнего времени. Среди них особенно интересны и убедительны данные о широком общем обводнении регионов континентального ледника. Так, например, в восточной части Северосибирской низменности изучена озёрная береговая линия, протягивающаяся среди холмисто-озёрного гляциального рельефа (Борисов, Минина, 2011). Особенно важно, что береговая линия проходит среди гляциального холмисто-озёрного рельефа, имеющего единые особенности строения как гипсометрически выше, так и ниже берегового уступа. Такие особенности строения рельефа свидетельствуют о крайне кратковременном существовании бассейна, оставившего береговую линию. Сходный материал получен и в результате изучения района Южного Ямала (Госгеолкарта-200, листыQ-41-XVII, -XVIII, Лохпод-Горт; исп. А.П. Прямоносов,Ямалгеология). Здесь также широко распространён холмисто-озёрный остаточный гляциальный рельеф, среди которого проходит береговая линия озёрного водоёма. Особенности рельефа гипсометрически выше и ниже берегового уступа практически сходны. Следовательно, бассейн существовал кратковременно.

Глобальное оледенение похолодания МИС 2было подразделено на три последовательных стадии: раннюю, основную и конечную(Казьмин, 2014). Конечную стадию следует называть дегляциацией. Именно в это время окончательно сформировались особенности современного геологического строения и рельефа ледниковой зоны этого континентального глетчера. Дегляциация охватывала длительное время, от 20 до 10 т.л.н. Она ознаменовалась полным стаиванием глетчера и лишь сохраненном материалом геологических образований, оставленного льдом.

Дегляциация протекала в условиях изменчивого климата. Начальный этап её в период от 20 до 15 т.л.н. проходил в условиях весьма тёплого климата, даже более тёплого и сухого по сравнению с современным. Именно в то время возникали кратковременно существовавшие озёрные бассейны с их береговыми уступами, а также разнообразные формы стаивания неподвижных фрагментов былого глетчера (абляционные морены;камы; серии мелких гряд, окаймляющих основания склона массивов льда и т.д.). Но в условиях кратковременных глобальных похолоданий происходили и возвратные переходы от дегляциации ко второй стадии, т.е.транспорту (в Сибири это гряды Ньяпанской и Норильской стадии). Но эти конечные гряды возникли во время ограниченного возврата гляциального климата, вероятнее всего уже позже основного этапа дегляциации равнинной части Западной Сибири(Казьмин, 2011; 2014).

В совокупности современный уровень знаний позволяет уверенно заключить, что северная часть Западной Сибири обладает с поверхности геологическими образованиями, оставленными глетчером позже окончательного стаивания льда. Материалы северо-востока Сибирской низменности и южных районов Ямала однозначно подтверждают именно такие условия протекания ранних этапов и всей дегляциации последнего континентального оледенения. Эти процессы были следствием глобальных изменением климата, которые оставили глубокий след не только в ледниковых областях Сибири, но также и на поверхности всех материков и Мирового океана (Борисова, 2008; Казьмин, Волков,2010).

Список литературы:

Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. – М.: Геос, 2008. – 247 с.

Борисов Б.А., Минина Е.А. Последнее оледенение Российской Арктики эпохи // Материалы VII Всеросс. совещ. по изуч. четверт. периода: «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований», (12-17 сентября 2011, г. Апатиты). – Апатиты; СПб, 2011. – Т.1. – С. 89-91.

Гончаров С. В. Граница последнего оледенения на Среднем Енисее: Положенине и возраст //Докл. АН СССР. – 1986. – Т.290. – № 6. – С. 1436-1439.

Гончаров С. В. Последнее оледенение Западной Сибири и ледниково – подпрудные озера в бассейне Среднего Енисея: автореф. дис… канд. геогр. наук. – М., 1989. – 25 с.

Гросвальд М.Г.Евразийские гидросистемные катастрофы и оледенение Арктики. – М.: Научный мир, 1999. – 118с.

Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38.- № 6. – С. 1049-1054.

Казьмин С. П. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов. Климатические условия эволюции (на примере Западной Сибири) – Германия, Саарбрюккен: Междунар. изд-во LAPLAMBERTAcademicPublishing, 2011. – 176 с.

Казьмин С. П. Три последовательных этапа развития последнего континентального оледенения //Научное обозрение. – 2014. – № 11. – С. 17-21.

Казьмин С.П., Волков И.А. Характер природных процессов в азиатской части России во время последней ледниковой стадии // География и природные ресурсы. – 2010. – №3. – С.5-10.

Троицкий С.Л. Современный антигляциализм // Критический очерк. – М.: Наука, 1975.

Хворостова З.М., Кашменская О.В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения в верховьях рек Колымы и Индигирки//Четвертичная геология и геоморфология Сибири. – Новосибирск, 1962. – С.157-170.

Jmbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al.Theorbitaltheoryofthemarined ^{18}O record // Milankovitch and Climate. P 1: NATO ASL Ser.C.V. 126. Dordrecht: D. Reidel. – 1984. – P. 269-305.

ТРИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ КЛИМАТОЛИТА В ЦИКЛИТАХ СУБАЭРАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

С.П. Казьмин[1,2], И.А. Волков[3]

[1] *Западно-Сибирский филиал ФГБУН Института леса им. В.Н. Сукачёва СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

[2]*Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия,*

c_kazmin@ngs.ru

[3]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия,*

VolkovaVS@jpgg.nsc.ru

THREE CONSECUTIVE CLIMATOLITHS CYCLITES SUBAERIAL FORMATION NEOPLEISTOCENE

S.P. Kazmin, West-Siberian Branch of V.N. Sukachev Institute of Forest, Novosibirsk, Russia,
Siberian Regional Research Hydrometeorological Institute, Novosibirsk, Russia;
I.A. Volkov, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia

В средних широтах Северного полушария, где расположена крупногрядовая равнина Кулунды, геологические образования субаэральной формации образовались в различных типах гидротермического баланса земной поверхности и геолого-геоморфологической основы ландшафтов. Чередовались периоды сухие тёплые (аридные), позже влажные тёплые (гумидные) и холодные (криогенные). Холодный тип протекал в условиях устойчивого отрицательного годового состояния гидротермического баланса основания ландшафтов.

Во время ледникового периода в Кулунде происходило накопление субаэральной формации в виде ясно выраженной цикличности (Волков, 1971; Цикличность…, 1980; 1987; Казьмин, 1997). Это ясно видно, например, на левом берегу долины Оби на протяжении её от Барнаула до Новосибирска и Кулунды в пределах Западной Сибири, как уникально полный разрез субаэральной формации неоплейстоцена и верхнего эоплейстоцена. В высоких крутых береговых обрывах видны светлые желтовато-коричневые лёссовидные отложения с горизонтально протягивающимися полосами ископаемых почв.

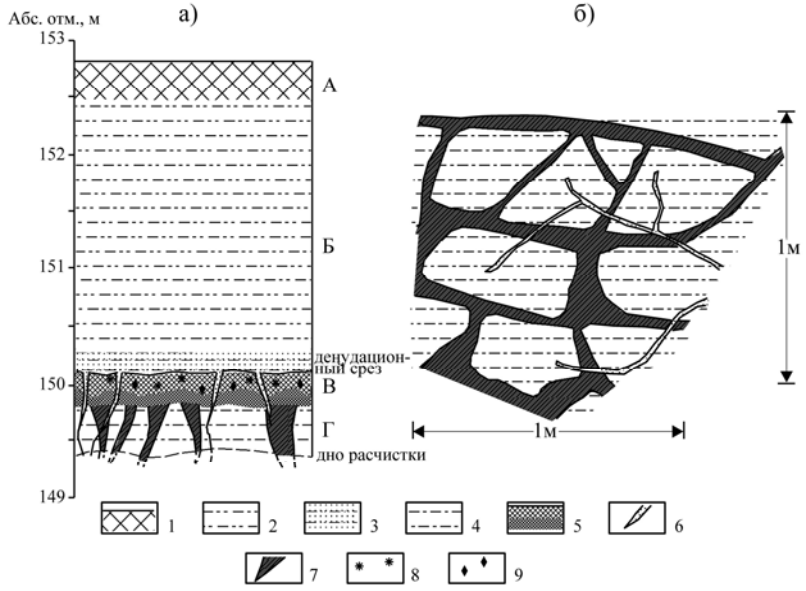
Длительное изучение осадков, слагающих крупногрядовую равнину Кулунды, установило её последовательное цикличное образование на протяжении плейстоцена. Чередовались последовательно отлагавшиеся циклиты, которые в совокупности от древних к более молодым и сформировали всю крупногрядовую аккумулятивную поверхность Кулунды, а также и иных районов юга Западной Сибири (Казьмин, 2010; Казьмин, Волков, 2010).

Твёрдо установлено, что каждый циклит толщи преимущественно субаэральных осадков накапливался в условиях различного климата, т.е. различных типов гидротермического баланса природной среды. Эти изменения климата всегда носили определённый последовательно изменявшийся характер геологических процессов. Чередовались различные климатолиты (*климато* – общая природная среда формирования геологических образований; *лит* – сами геологические образования, их состав и генезис). Последовательно сменялись: сухой тёплый гидротермический баланс природной среды (аридный), затем влажный тёплый (гумидный) и, наконец, холодный (криогенный). Эта последовательность сохраняется во всех циклитах толщи Кулунды и иных регионов юга Западной Сибири (Казьмин, Волков, 2013).

Всюду последовательно изменялся термальный фактор осадконакопления от тёплого в начале циклита к холодному в его окончании. Данные климатические изменения носили глобальный характер (Казьмин, 2011). Начальный (первый) климатолит проявлялся накоплением очередного покрова лёссовидных эоловых осадков. Последовательный (второй) климатолит сопровождался оживлением биогенных процессов, т.е. педогенеза. Третий, заключительный, криогенный климатолит протекал в условиях появления постоянно отрицательного гидротермического баланса, т.е. при мёрзлом состоянии геолого-геоморфологической основы ландшафтов (Казьмин, 1997; Volkov, Volkova, 2003; Казьмин, Волков, 2010 и др.).

Важнейшей особенностью отличается верхний, заключительный (третий) климатолит каждого циклита. Он отражен на палеоэнергетической кривой SPECMAP (Jmbrie et al., 1984), как чётная МИС. С данным климатолитом, следовательно, совпали такие похолодания климата, как позднезырянское, самаровское и более древние ледниковые этапы климата Западной Сибири. Новейшие исследования в районах Кулунды и иных районах юга Западной Сибири ясно выявляют данную особенность осадконакопления квартера (Волков, 1971; Казьмин, 2011 и др.).

Как проходило и проходит образование циклитов субаэральной формации квартера в Кулунде хорошо иллюстрирует разрез (рис.), изученный в ее центральной части близ города Краснозерское (Казьмин, Волков, 2010). В искусственной выработке в самой нижней части южного склона Карасукско-Баганской крупной гряды (увала) вскрыта верхняя часть субаэральных осадков позднего плейстоцена и голоцена. Ниже современного сибирского чернозёма (слой А) залегает лёссовидный суглинок и супесь (слой Б). Это – два первых климатолита верхнего (современного) циклита. Чернозём – это второй климатолит, а лёссовидный эоловый осадок – первый климатолит. В основании лёссового покрова нет никаких криогенных образований, оно весьма резкое. От нижней границы его вниз внедряются редкие тонкие трещины усыхания – безусловные образования аридного тёплого климата, более сухого, чем современный. Эоловые осадки данного разреза представляют собой последний, наиболее молодой покров позднечетвертичной субаэральной формации. Он выделен и охарактеризован C^{14} датами близ г. Искитима (Волков, 1980). Этот покров (ельцовский) образовался в начале потепления МИС 1, около 20 т.л.н. и позже. Чернозём, второй климатолит – современный педогенез.



Разрез искусственной выработки в Восточной Кулунде около г. Краснозерское а) – северная стенка котлована, б) – дно котлована (вид сверху): 1 – современный почвенный покров; 2 – супесь; 3 – переслаивание супеси и песка; 4 – суглинок; 5 – ископаемая почва; 6 – трещины усыхания; 7 – грунтовая псевдоморфоза морозобойных клиньев; 8 – гипсовые конкреции; 9 – карбонатные скопления.

В нижней части разреза вскрыт предыдущий циклит субаэральной формации. Он представлен верхним климатолитом (криогенез). С резким денудационным срезом залегает темно-серый и почти чёрный суглинок (слой В), разбитый сетью широких морозобойных клиньев, заполненных черными затёками гумусированного суглинка существовавшей ранее почвы (т.е. второго климатолита – педогенеза). Первым климатолитом этого циклита является тулинский покров субаэральных лёссовых осадков (слой Г), на которых и образовался второй климатолит этого циклита (педокомплекс).

В многочисленных природных разрезах Кулунды выше Новосибирска в левом обрыве долины Оби этот и более ранние циклиты в полных выходах всюду представлены этим климатолитом полностью. Часто в верхнем слое этого третьего криогенного климатолита в массе встречаются норы землероев, г.о. сурков и сусликов. Полости их заполнены затёками чёрного гумусированного материала из ранее существовавшей чернозёмной почвы (второго климатолита – педогенного). Здесь ясно виден резкий и быстрый климатический переход от второго (педогенного) климатолита к третьему, криогенному (солифлюкция и другие образования криогенеза).

Современный уровень знаний позволяет сделать твердое заключение. Толща отложений Кулунды является древним эоловым наносом, формировавшимся циклично. Высоту и склоны увалов (гряд) наращивали первые климатолиты каждого циклита (аридизация). Осадки покровов возникали, переносились и отлагались в воздушной среде. Данный вывод подготовил изучение цикличности, выяснение образования лёссовых отложений, дистанционные исследования ландшафтов и в особенности изучение геолого-геоморфологической основы ландшафтов. Дальнейшее изучение субаэральной формации квартера является необходимым дополнением общей концепции ледникового периода.

Список литературы:

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. – М.: Наука, 1971. – 254 с.

Волков И.А. Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 66-73.

Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. – 46 с.

Казьмин С.П. Современные и древние взвешенные эоловые наносы // Геоморфология. – 2010. – № 3. – С. 46-51.

Казьмин С.П. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов. Климатические условия эволюции (на примере Западной Сибири) – Германия, Саарбрюккен: Междунар. изд-во LAP LAMBERT Academic Publishing, 2011. – 176 с.

Казьмин С.П., Волков И.А. Климатические условия формирования покровных субаэральных образований Западной Сибири // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2010. – № 2. – С.75-82.

Казьмин С.П., Волков И.А. Субаэральная формация Кулунды как показатель глобальных климатических изменений квартера // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.). – Ростов н/Д: Издательство ЮНЦРАН, 2013. – С. 264-266.

Цикличность формирования субаэральных пород / Отв. ред. И.А. Волков. – Новосибирск: Наука, 1980. – 168 с.

Цикличность формирования субаэральных отложений (научные и прикладные аспекты проблемы) / Отв. ред. И.А. Волков. – Новосибирск: Наука, 1987. – 144 с.

Jmbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. The orbital theory of the marine d^{18}O record // Milankovitch and Climate. P 1: NATO ASL Ser.C.V. 126. Dordrecht: D. Reidel. – 1984. – P. 269-305.

Volkov I.A., Volkova V.S. Geological information from subaerial seguence as the basic direction in futher stydy of Pleistocene // // Loess and paleoenvironment. – Moscow, May 26- June 1, 2003. – M.: Publishing House «GEOS» (in English), 2003. – P. 62-63.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

П.И. Калинин, А.О. Алексеев

Институт Физико-Химических и Биологических Проблем Почвоведения РАН, г. Пущино, Россия

kalinin331@rambler.ru

THE GEOCHEMICAL ANALYSIS OF THE LOESS-SOIL COMPLEXESON SOUTHEAST OF RUSSIAN PLAIN AND PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTIONS

P.I. Kalinin, A.O. Alekseev, Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia

Целью работы являлось изучение изменений вещественного состава погребенных почв и лёссов для выявления особенностей почвообразовательного процесса и оценки природных условий в степной зоне юго-востока Русской равнины в плейстоцене. Для этой цели был проведен сравнительный анализ химического состава разновозрастных лёссово-почвенных комплексов плейстоцена (разрезы «Отказное», «Порт-Катон» и «Шабельское»), расположенных на территории Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности.

С помощью метода рентгенфлуоресцентной спектроскопии проведен сравнительный анализ химического состава разновозрастных лёссово-почвенных комплексов плейстоцена (разрезы «Отказное», «Порт-Катон» и «Шабельское»), расположенных на территории Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности.

Для палеогеографических реконструкций природной среды были использованы различные геохимические индикаторы процессов выветривания (CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]100, Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO), Rb/Sr), выщелачивания (Ba/Sr), окисления ((Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3), биологической активности и биопродуктивности (MnO/Al_2O_3, MnO/Fe_2O_3, (Fe_2O_3+MnO)/ Fe_2O_3), окарбоначивания ((CaO + MgO)/Al_2O_3), засоления (Na_2O/K_2O, (K_2O+Na_2O)/Al_2O_3, Na_2O/Al_2O_3), степени однородности материала (TiO_2/Al_2O_3, Zr/TiO_2), а также показатели, позволяющие провести количественные реконструкции атмосферной увлажненности Y_{Rb}.

Геохимические коэффициенты выветривания, выщелачивания, карбонатности, засоления, биологической активности и биопродуктивности могут быть использованы как отдельный инструмент при проведении почвенных и палеогеографических исследований, построении и уточнении схем изменения биоклиматической обстановки в плейстоцене (Калинин П.И., 2009, 2011). Сравнительный анализ геохимических показателей дает возможность оценки условий формирования и развития лёссово-почвенных отложений в различных регионах, формировавшихся в одни и те же климатические циклы плейстоцена.

В периоды активизации почвообразовательных процессов в межледниковые периоды в ископаемых почвах отмечается увеличение концентраций Fe, Mn, которые интенсивно вовлекаются в биологический круговорот, до 42 и 0,9 мг/г соответственно, и Rb, накапливающийся в результате активизации процессов выветривания,до 113 мкг/г. Также в палеопочвенных горизонтах, по сравнению с горизонтами лёссов, фиксируется увеличение средних значений коэффициентов выветривания (CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]100~ 76, Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO)~ 1,5, Rb/Sr~ 0,5), выщелачивания (Ba/Sr~ 2,3), биологической активности и биопродуктивности (MnO/Fe_2O_3~ 0,023, MnO/Al_2O_3~ 0,011).

В течение плейстоцена на территории юго-востока Русской равнины существовали схожие условия осадконакопления с направленным сдвигом гидротермического режима с высокими влагообеспеченностью, биологической активностью и интенсивностью процессов выветривания, к нарастанию аридизации и ослаблению процессов выветривания.

Средние значения реконструированного по магнитным параметрам и показателю Y_{Rb}уровня атмосферной увлажненности в исследуемых районах колебались от 300 до 400 мм/год в ледниковые эпохи и от 400 до 600 мм/год в эпохи межледниковий. Наибольшим уровнем атмосферной увлажненности и интенсивностью процессов выветривания отличались эпохи лихвинского и рославльскогомежледниковий, наименьшим – микулинскоемежледниковье. Среди ледниковых эпох наибольший уровень атмосферной увлажненности отвечает окскому оледенению, наименьший – днепровскому и валдайскому оледенениям.

Установлено, что основными процессами, оказывающими влияние на поведение химических элементов в почвах и лёссах сухостепной зоны юго-востока Русской равнины в плейстоцене, являются: 1) биогенная мобилизация элементов местной растительностью; 2) миграция химических элементов в профиле почвы с солями и карбонатами и дальнейшее осаждение на испарительном барьере; 3) терригенный привнос; 4) осаждение ряда

элементов на щелочном и сорбционном геохимических барьерах. Определяющим фактором, влияющим на интенсивность этих процессов, являлась динамика климата.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 14-04-31000, № 15-04-06494

Список литературы:

Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности // Почвоведение. - 2011. - № 12. - С. 1436-1453.

Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д. Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины – Воронеж: Воронежский государственный университет, труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 58. 2009.- 140 с.:ил. 106, табл. 14, библиогр. назв. 125.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В ГОЛОЦЕНЕ

П.И. Калинин, А.О. Алексеев

Институт Физико-Химических и Биологических Проблем Почвоведения РАН, г. Пущино, Россия

kalinin331@rambler.ru

THE CHEMICAL COMPOSITION OF THE BURIED UNDER A KURGAN SOILS AS AN INDICATOR OF CLIMATE CONDITIONS IN HOLOCENE

P.I. Kalinin, A.O. Alekseev, Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia

На протяжении геохимической истории ландшафтов изменения климата влекут за собой изменения в соотношении скоростей выветривания, что в свою очередь отражается на направленности почвообразовательного процесса. Полнота и достоверность палеогеографических реконструкций определяется, прежде всего, объектами исследования, среди которых репрезентативными многими исследователями признаны палеопочвы археологических памятников, в частности курганов, древних поселений, городищ и др. Различные геохимические коэффициенты в последнее время стали активно использоваться для исследования подкурганныхголоценовых почв и палеоклиматических реконструкций. Это геохимические индикаторы процессов выветривания (CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]100, Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO), Rb/Sr, W), выщелачивания (Ba/Sr), окисления ((Fe_2O_3+MnO)/Al_2O_3), биологической активности и биопродуктивности (MnO/Al_2O_3, MnO/Fe_2O_3, (Fe_2O_3+MnO)/Fe_2O_3), карбонатности ((CaO + MgO)/Al_2O_3), засоления (Na_2O/K_2O, (K_2O+Na_2O)/Al_2O_3, Na_2O/Al_2O_3), степени однородности материала (TiO_2/Al_2O_3, Zr/TiO_2), а также показателей, позволяющих провести количественные реконструкции атмосферной увлажненности. Однако дискуссионным остается вопрос о влиянии на эти показатели факторов, связанных с рельефом территории. Зачастую курганы из одной курганной группы располагаются как на элювиальных, так и на трансэлювиальных позициях в рельефе. Кроме того, характерной чертой сухостепной зоны является высокая неоднородность, сложность и контрастность почвенного покрова. Здесь широко распространены солонцы, солончаки, солоди, солонцеватые и солончаковатые почвы, а также полугидроморфныелугово-каштановых почвы. Одной из главных причин высокой комплексности являются микро- и макрорельеф на фоне бессточности территории, который обусловливает различия в водно-солевом режиме. Неоднородность почвенного покрова приводит к тому, что причину изменений тех или иных свойств почв может определяться не только динамикой климата, но и фактором рельефа, который необходимо учитывать при проведении почвенно-археологических исследований.

С целью детализации получаемых результатов и подтверждения возможности использования в первую очередь геохимических параметров для палеоэкологических реконструкций проведено исследование ландшафтно-биогеохимических процессов на уровне катены в условиях современной степной зоны (Ергенинская возвышенность), территории с которой связаны многочисленные палеопочвенные исследования археологических памятников. Также изучен химический состав фоновых каштановых почв и голоценовых палеопочв археологических памятников, погребенных под курганными насыпями на различных временных интервалах, охватывающих средний и поздний голоцен. Исследовано 5 курганных могильников: «Авилово», «Калмыкия», «Колобовка», «Маляевка», «Перегрузное». Они приурочены к различным природным районам Нижнего Поволжья (Приволжская, Ергенинская возвышенности, Прикаспийская низменность, террасы Волги) и элементам рельефа (водоразделы, равнинные участки, речные террасы). Исследованныеголоценовыепалеопочвы представлены каштановыми, светло-каштановыми почвами и солонцами разного гранулометрического состава (глинистого, тяжело-, средне-, легкосуглинистого и супесчаного). Курганы имели мощность насыпи от 40 – 50 см до 190 – 200 см, диаметр 20 – 30 м. Изученные педохроноряды включали палеопочвы, датированные различными периодами, находящимися в интервале 6000 лет.

Установлено, что основными процессами, оказывающими влияние на поведение химических элементов в почвах сухостепной зоны юго-востока Русской равнины в голоцене, являются: 1) биогенная мобилизация элементов местной растительностью; 2) миграция химических элементов в профиле почвы с солями и карбонатами и дальнейшее осаждение на испарительном барьере; 3) структурная дифференциация почвенного профиля, связанная с процессом солонцеобразования. Показано, что даже на коротких временных интервалах существуют

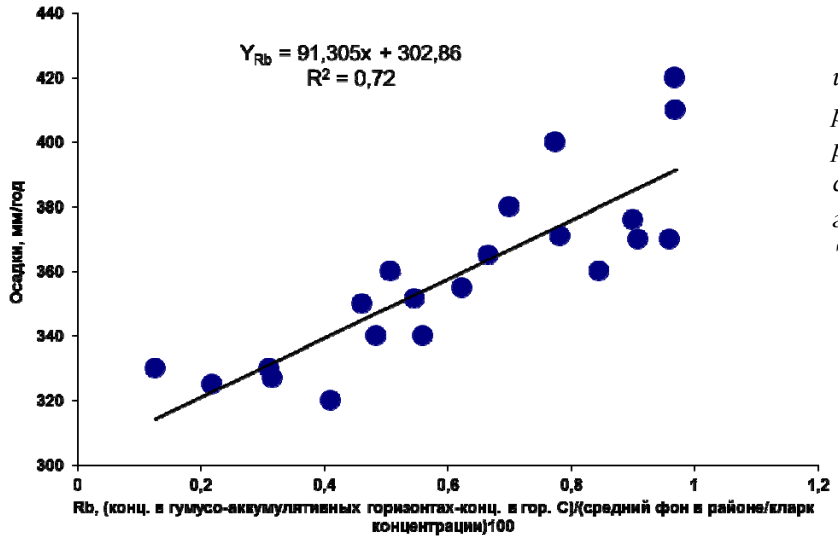
значительные вариации концентраций химических элементов, а также различных геохимических параметров. Это обусловлено биоклиматическими факторами, которые, в свою очередь, зависят от динамики климата в регионе. Незначительные климатические колебания, произошедшие в течение 50 – 100 лет, по-видимому, оказывают большее влияние на миграцию и накопление химических элементов, чем фактор времени.

Установлена связь изменения концентрации Rb в гумусовом горизонте относительно его фоновых значений, характерных для пород данного района, с реконструированным количеством атмосферных осадков. Удалось получить линейную зависимость данного параметра от реконструированного по магнитным данным количества атмосферных осадков с коэффициентом корреляции R^2=0,72, выраженную формулой (рис.):

$$Y_{Rb}=91{,}305x+302.86$$

где Y_{Rb} *– среднегодовое количество атмосферных осадков;* ***x*** *– изменение концентраций Rb в гумусо-аккумулятивных горизонтах разновозрастных палеопочв относительно фоновых значений, характерных для пород района ((конц. в гор А, В-конц. в гор С)/(средний фон в районе/КК)100)).*

Полученный параметр (Y_{Rb}) может быть использован для реконструкций уровня атмосферной увлажненности в плейстоцене и голоцене, в том числе на коротких временных интервалах (~ 50-100 лет) (Калинин, 2009, 2011).



Связь отношения концентрации Rb в гумусо-аккумулятивных горизонтах с климатическими факторами (по реконструированным атмосферным осадкам для курганных групп "Авилово", "Перегрузное", "Калмыкия" и "Маляевка").

Выявлено циклическое изменение степени засоленности, карбонатности, выщелачивания почв и выветривания почвообразующего материала, обусловленное вековой динамикой климата. Наиболее засушливыми этапами на исследуемом хроноинтервале были эпохи, существовавшие в районе исследований ~ 4000 и 1800 лет назад со среднегодовым уровнем атмосферных осадков ~ 330- 350 мм/год. Наибольшим увлажнением характеризовались эпохи, существовавшие ~ 5100 (390 мм/год), 1900 (370 мм/год), 700 (390 мм/год) лет назад.

Процент изменения геохимических коэффициентов в верхних горизонтах на различных участках трансекты (К1 – элювиальный; К2, К3 – транэлювиальный ландшафт) был сопоставлен с изменением в значениях этих показателей в верхних горизонтах подкурганных палеопочв, формировавшихся в наиболее аридные (среднегодовой уровень осадков ~ 330 мм/год) и в наиболее гумидные (среднегодовой уровень осадков ~ 390 мм/год) эпохи голоцена на территории степной и сухостепной зоны Русской равнины (табл).

Изменения значений геохимических коэффициентов в верхних горизонтах почв на различных участках катены и в различные климатические эпохи голоцена

Коэффициенты	К1/К2, %	К2/К3, %	К1/К3, %	Гумидные/аридные, %
CIA	1	7	6	32
W	18	23	8	150
Al/(Ca+Na+K+Mg)	6	6	1	67
Rb/Sr	5	3	8	39
Mn/Sr	2	5	3	40
Ba/Sr	18	1	17	24
(Ca+Mg)/Al	7	1	6	223
Na/K	11	11	24	80

Из полученных данных следует, что влияние фактора рельефа и склоновых процессов на значение геохимических показателей является гораздо менее значимыми, чем динамика климата на исследуемой территории (атмосферная увлажненность). Таким образом, можно сделать вывод о том, что для почв, захороненных в археологических памятниках, расположенных на различных позициях в рельефе (с перепадом высот до 20 м) возможно использование метода геохимических коэффициентов для реконструкции условий почвообразования и окружающей среды в голоцене.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ № 14-04-31000, № 15-04-06494

Список литературы:

Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности // Почвоведение. - 2011. - № 12. - С. 1436-1453.

Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д. Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины – Воронеж: Воронежский государственный университет, труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 58. 2009.- 140 с.:ил. 106, табл. 14, библиогр. назв. 125.

ОБ ИНФЛЯЦИИ ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Н.П. Калмыков

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия, kalm@ssc-ras.ru

ABOUT INFLATION TAXONOMIC DIVERSITY IN THE QUATERNARY PERIOD

N.P. Kalmykov, Institute of Arid Zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Стремление повысить дробность биохронологических шкал сопряжено с ограничениями, обусловленные неполнотой палеонтологической и геологической летописи, изменчивостью геологических тел, отсутствием четких критериев для выделения таксономических единиц. Естественные трудности дополняются субъективностью мнений, ошибками в интерпретации материала, порою и фальсификацией (Kalmykov, 2013). Новые виды и подвиды, как правило, непригодны для филогенетических и биостратиграфических построений, они позволяют лишь судить о морфологических тенденциях или разнообразии структур, по которым идет описание таксона. Излишнее дробление видов в подавляющем большинстве не подтверждается последующими исследованиями, об этом свидетельствуют большие списки синонимии. Часто речь идет об «узком» и «широком» понимании вида, имеющего не только узкое или широкое географическое, но и стратиграфическое распространение. В действительности «узкие» или «эндемичные» виды и роды не удается определить повторно никому, кроме их авторов, «широкие» виды получаются столь расплывчатыми, что теряют коррелятивное значение. Инфляция биоразнообразия находится в тесной связи со специализацией, тщеславием и местом проживания исследователей, некоторые из них из мнимого патриотизма стремятся подчеркнуть уникальность территории и выпятить свой вклад в установлении разнообразия.

Плейстоцен почти соответствует средней продолжительности существования видов животных – около 2.75 млн. лет (Simpson, 1952). Вымирание видов и родов согласно «общепринятой» точке зрения было вызвано неоднократными покровными оледенениями в Северной Евразии, а освобождение экологических ниш привело к ускорению видообразования. Однако интенсивного видообразования не происходило, тем более вымирания – это результат систематических экзерсисов, родовой состав млекопитающих не подтверждает это предположение. Судя по региональным спискам фауны, подобные экзерсисы ряда исследователей привели к необоснованному выделению новых таксонов. «Новые» виды и подвиды, сменяющие друг друга во времени, не могут быть таковыми, хотя бы потому, что продолжительность их существования намного меньше диапазона существования вида, они представляют собой морфологические типы и не могут быть использованы при биостратиграфических и других построениях. Нет никаких оснований утверждать, что ниш было столько же, сколько биологических видов, не говоря уже о морфологических типах, которые чаще всего используются в палеонтологическом обосновании стратиграфии плейстоценовых отложений, и не только их.

Об инфляции свидетельствует таксономический состав фауны млекопитающих Северной Азии, в частности, отрядов Lagomorpha, Rodentia, Carnivora, Proboscidea, Perissodactyla и Artiodactyla. Видовой состав пищух наиболее был разнообразен в Западном Забайкалье: *Ochotona bazarovi*, *Ochotona* sp. (крупная форма), *Ochotona* sp. (средняя форма), *Ochotona* sp. (мелкая форма), *O.* cf. *minor*, *O. zasuchini*, *O. dodogolica*, *O. gureevi, O. daurica*, *O. alpina*, *O. pusilla*, *O. hyperborea* (Агаджанян, Ербаева, 1983; Ербаева, 1988), на остальной части Северной Азии обитали только последние три вида. Многообразны в Западном Забайкалье были и суслики (Ербаева, 1970): *Citellus* (*Citellus*) sp., *Citellus* (*Urocitellus*) sp., *C.* (*U.*) *undulatus*, *C. u. gromovi*, *C.* (*U.*) *itanzinicus*, *C. i. bazarovi*, *C.* (*C.*) *tologoicus*, *C.* (*C.*) cf. *tologoicus, Spermophilus parryi*, *S. dauricus,* на других территориях Северной Азии – только *Citellus* sp., *Spermophilus undulatus*, *S. major*.

Медведи были определены как *Ursus deningeri*, *U. rossicus*, *U. spelaeus*, *U. arctos*, *Ursus* sp. (Алексеева, 1980; Ермолова, 1978; Форонова, 2001; Шпанский, 2003; Baryshnykov, Kalmykov, 2005), слоны – как *Archidiskodon* cf. *meridionalis*, *A. m.* ex gr. *tamanensis*, *A.* aff. *wüsti*, *Mammuthus trogontheri*, *M. t. trogontheri*, *M. t. chosaricus*, *M.* ex gr. *trogontheri-chosaricus*, *M. chosaricus*, *M.* cf. *chosaricus*, *M.* aff. ?*chosaricus*, *M.* cf. *intermedius*, *Mammuthus* sp. (тонкоэмалевая форма), *M. primigenius* cf. *fraasi* (тонкоэмалевая форма), *M. primigenius*, *M. primigenius* (ранняя форма), *M. primigenius* (промежуточная толстоэмалевая форма), *M. primigenius* (промежуточная тонкоэмалевая форма), *M. primigenius* (поздняя форма), *M. primigenius jatskovi*, в основном таксонами с открытой номенклатурой (Ермолова, 1978; Калмыков, 1990; Кузьмина, 1990; Млекопитающие…, 1998; Форонова, 2001; Шпанский, 2003).

Видовой состав лошадей и носорогов весьма обширен, первые были представлены *Equus stenonis, E. singularis*, *E.* ex gr. *sanmeniensis*, *E. sanmeniensis* (ранняя форма), *E. sanmeniensis* (поздняя форма), *E.* (*Hemionus*) *nalaikhaensis*, *E.* (*H.*) *selengiensis*, *E.* cf. *süssenbornensis*, *E.* aff. *simionescui*, *E.* aff. *taubachensis, E. mosbachensis*, *E.* ex gr. *mosbachensis-germanicus, E.* aff. *taubachensis, E.* (*Plesippus*) *verae, E.* (*P.*) *beringjensis*, *E. coliemensis*, *E. va-*

leriani, E. nordostensis, *E. orientalis*, *E. latipes orientalis*, *E. gallicus*, *E.* ex gr. *gallicus*, *E.* aff. *beijingensis*, *E. lenensis*, *E. uralensis*, *E. dalianensis*, *E. caballus*, *E. caballus* subsp. (крупная форма), *E. caballus* subsp. (мелкая форма), *E. caballus* subsp. (очень мелкая форма), *Sussemionus* sp., *Equus* sp., *E. przewalskii*, *E.* cf. *przewalskii*, *E. ferus*, *E.* aff. ?*hydruntinus*), *E.* cf. *hemionus, E. hemionus* (Алексеева, 1980; Ермолова, 1978; Калмыков, 1990; Кузьмина, 1990; Лазарев, 1980; Форонова, 2001; Шер, 1971; Шпанский, 2003). Носороги были описаны как *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Dicerorhinus mercki*, *Itanzatherium angustirostre*, *Coelodonta tologoijensis*, *C.* cf. *tologoijensis*, *C. antiquitatis*, *C.* aff. *antiquitatis* (Алексеева, 1980; Ермолова, 1978; Калмыков, 1990; Млекопитающие…, 1998; Форонова, 2001; Шпанский, 2003).

Большое разнообразие крупных оленей обусловлено отнесением их остатков к *Megaloceros* sp., *M. giganteus*, *Cervalces latifrons*, *C.* cf. *latifrons*, *Alces latifrons*, *A. latifrons postremus*, *A.* aff. *latifrons*, *Alces* sp., *A.* cf. *alces*, *A. alces* (Алексеева, 1980; Ермолова, 1978; Млекопитающие…, 1998; Форонова, 2001; Шер, 1971). Сайгаки были представлены *Saiga* cf. *borealis*, *S. borealis*, *S. tatarica*, *S. ricea*, *S. ricea krasnojarika* (Косинцев, Бородин, 1990; Форонова, 2001; Шер, 1971; Шпанский, 2003), овцебыки – *Praeovibos* sp., *P.* cf. *priscus*, *P. beringiensis*, *Ovibos* sp., *O. pallantis*. Источником инфляции родов стало игнорирование конгрегационного принципа в систематике и придание единичным морфологическим признакам статуса родового или видового без учета распределения их веса в данных группах и близких таксонах. Роды *Megaloceros*, *Cervalces*, *Alces* отличаются несущественными признаками, которым не придается родовой ранг у других цервид, а приведенные в диагнозах отличия не могут служить основанием для выделения даже видов. Непонятно, зачем нужно было отделять род *Praeovibos* от *Ovibos* и описывать новые виды *Praeovibos beringiensis u Ovibos pallantis*, если они ничем не отличается от *Ovibos moschatus*. На единичных экземплярах из различных местонахождений, конечно, при желании можно обнаружить отличительные признаки, которым можно придать нужный вес для аргументации реальности описываемого рода, однако складывается впечатление, что вначале принималось решение о выделении нового рода или вида, потом шло его обоснование.

Росту инфляции способствует то обстоятельство, что описываемые остатки могут быть отнесены к нескольким видовым названиям, так как в соотношениях между ними почти невозможно разобраться – это тяжелая, бесконечная работа. К ним можно отнести многие виды родов *Ochotona*, *Spermophilus* (=*Citellus*), *Ursus*, *Archidiskodon*, *Mammuthus*, *Equus*, *Stephanorhinus*, *Dicerorhinus*, *Coelodonta*, *Libralces*, *Alces*, *Saiga*, *Praeovibos*, *Ovibos*, их состав представляет яркий пример инфляции видовой таксономии, причины которой были обозначены С.В. Мейеном (2009). Известно, что вид «рассеян» в пространстве-времени, однако его существование реально, позволяющее говорить о разнообразии органического мира. Ископаемые остатки того или иного животного рассматриваются как отдельные особи популяции, неповторимые по многим признакам. Реальность особей подтверждает реальность вида, представляющий собой не «вещь» и не субстрат в обычном понимании этого слова, а состояние движения, процесса – видообразования. В свою очередь, вид от этого не становится менее реальным, чем особь в популяции (Калмыков, 2014). Каждая особь обладает определенным сочетанием морфологических признаков и генотипом, обуславливающего развитие этих признаков, они составляют лишь бесконечно малую часть числа потенциально возможных или мыслимых.

Из большого числа приведенных родов и видов достаточно хорошо очерчена только незначительная их часть, которая может быть использована без особых оговорок в палеонтологическом обосновании возраста отложений. Их таксономия в настоящее время напоминает обширные конюшни царя Элиды Авгия, которые можно очистить только после пересмотра систематики. Среди палеонтологов, изучающих четвертичный период, пока нет современного Геракла, который взялся бы за эту неблагодарную, но необходимую работу, однако препятствовать дальнейшему появлению и распространению плохо описанных и неясно очерченных таксонов разного уровня все же необходимо, иначе наступит хаос.

Список литературы:

Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. – М.: Наука, 1983. – 190 с.

Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири. – М.: Наука, 1980. – 188 с.

Ербаева М.А. Пищухи кайнозоя (таксономия, систематика, филогения). – М.: Наука, 1988. – 224 с.

Ербаева М.А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. – М.: Наука, 1970. – 132 с.

Ермолова Н.М. Териофауна долины Ангары в позднем антропогене. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. – 224 с.

Калмыков Н.П. Фауна крупных млекопитающих плейстоцена Прибайкалья и Западного Забайкалья. – Улан-Удэ: БНЦ СО АН СССР, 1990. – 116 с.

Калмыков Н.П. О реальности вида и его роли в палеонтологическом обосновании стратиграфии плейстоценовых отложений // Геология и полезные ископаемые четвертичных отложений. – Минск: «Цифровая печать», 2014. – Ч. 1. – С. 10–11.

Косинцев П.А., Бородин А.В. Териофауна восточного склона Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Тр. ЗИН АН СССР. – 1990. – Т. 212. – С. 120–134.

Кузьмина И.Е. Позднеплейстоценовая лошадь Уссурийского края // Тр. ЗИН АН СССР. – 1990. – Т. 212. – С. 49-58.

Лазарев П.А. Антропогеновые лошади Якутии. – М.: Наука, 1980. – 191 с.

Мейен С.В. Теоретические основы палеоботанических исследований (неизданные главы к «Основам палеоботаники» [М., Недра, 1987]). – М.: ГЕОС, 2009. – 108 с.

Млекопитающие антропогена Якутии / П.А. Лазарев, Г.Г. Боескоров, А.И. Томская, Н.В. Гарутт, Е.М. Васильев, А.К. Каспаров, Г.Н. Родионов. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998. – 168 с.

Форонова И.В. Четвертичные млекопитающие юго-востока Западной Сибири (Кузнецкая котловина): филогения, биостратиграфия, палеоэкология. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. – 243 с.

Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. – М.: Наука, 1971. – 310 с.

Шпанский А.В. Четвертичные млекопитающие Томской области и их значение для оценки среды обитания. – Томск, 2003. – 162 с.

Baryshnykov G., Kalmykov N. Middle Pleistocene Cave Bear (Ursus deningeri von Reichenau) from Transbaikalia (Russia) // Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss. – 2005. – Vol. 14. – P. 13–16.

Kalmykov N.P. The findings of fossil mammals in the context of paleontological research in Azov Region // Book of Abstract: VIII International Conference of Zoologists «Actual problems of protection and sustainable use of animal world diversity», 10-12 October 2013. – Chisinau, 2013. – P. 252–253.

Simpson G.G. Now many species? // Evolution. 1952. – Vol. 6. – P. 342.

О ГАБИТУСЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛОШАДЕЙ В ОБРАМЛЕНИИ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Н.П. Калмыков[1], Д.В. Кобылкин[2], М.А. Григорьева[3]

[1]*Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия,* kalm@ssc-ras.ru

[2]*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия,* agrembrandt@inbox.ru

[3]*Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия,* gmabsu@rambler.ru

ABOUT THE HABITUS OF PLEISTOCENE HORSES IN THE FRAMING OF LAKE BAIKAL

N.P. Kalmykov, Institute of Arid Zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia;
D.V. Kobylkin, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia;
M.A. Grigoryeva, Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Важными экстерьерными показателями лошадей являются высота в холке и тонконогость (Браунер, 1916; Витт, 1952). Современные знания их морфологии таковы, что не предоставляется возможным различать четко очерченные виды по единичным костям из различных местонахождений обрамления оз. Байкал и не только его. Об этом еще писала В.И. Громова (1949, с. 133): «Различие вариететов *E. caballus* очень затруднительно: при этом возрастает необходимость основываться на больших сериях костей. Причина этого – отчасти в недостаточной изученности ископаемых лошадей, главным образом, однако, в незначительности и трансгрессивности отличий». К сожалению, палеозоологии продолжают придерживаться постулата о выдержанности диагностических признаков в пределах родовых и видовых таксонов, хотя для этого часто нет никаких оснований, так как многие таксоны одного и того же ранга были описаны по отдельным находкам из разных местонахождений, возраст их самих не достаточно обоснован.

В раннем плейстоцене (позднем эоплейстоцене) Юго-Восточное Прибайкалье населяли крупные и сверхкрупные (высота в холке >1.60 м) лошади, их популяции по индексу ширины диафиза Mc III и Mt III состояли из тонконогих, полутонконогих, средненогих и полутолстоногих, в Западном Забайкалье – крупных и сверхкрупных тонконогих, полутолстоногих и средненогих *Equus sanmeniensis* (Калмыков, 2003). Подобного экстерьера были лошади Колымской низменности из отложений олерской свиты (Шер, 1971), откуда описаны сверхкрупные, крупные тонконогие и полутонконогие *E. verae*. Можно предполагать, что в конце раннего и начале среднего плейстоцена в Северной Азии обитали крупные и сверхкрупные лошади, позже они становятся более низкорослыми и ширококостными. Даже при неимении серийного материала отсутствие жесткой корреляции между признаками и невыдержанность приведенных показателей экстерьера позволяет говорить о полиморфности таксонов и транзитивности такого признака, как «тонконогость», по которому в региональных списках фауны млекопитающих Северной Азии бездоказательно указывают *E. hemionus*, *E.* cf. *hemionus*, *E.* aff. ?*hydruntinus*.

Во второй половине среднего плейстоцена Северное Прибайкалье населяли малорослые и средние средненогие, полутолстоногие и толстоногие *E. latipes* cf. *orientalis* (Калмыков, 2003). Сверхкрупные особи в популяциях, по всей видимости, уже не встречались, хотя увеличение выборок может не подтвердить это предположение. В это время на северо-востоке России на отрогах Северного Анюйского хребта и Анюйской низменности обитали рослые и крупные полутонконогие, средненогие, полутолстоногие и толстоногие *E. caballus* subsp. из отложений уткинских слоев (Шер, 1971), в Якутии – средние, рослые и крупные тонконогие, полутонконогие, средненогие, полутолстоногие и толстоногие *E. orientalis* (Лазарев, 1980). Для юго-востока Западной Сибири были характерны средние, рослые и крупные *E. caballus* subsp. (Алексеева, 1980), для Кузнецкой котловины – рослые и крупные средненогие, полутолстоногие и толстоногие *E.* ex gr. *mosbachensis-germanicus* (Форонова, 2001).

В позднем плейстоцене в бассейне оз. Байкал продолжали обитать лошади, их остатки известны из позднепалеолитических стоянок Предбайкалья, Прибайкалья, Западного Забайкалья (Ермолова, 1978; Калмыков, 2002). Их сохранность не позволяет говорить об их росте и индексе ширины диафиза Mc III и Mt III, поэтому в большинстве случаев они указаны с открытой номенклатурой – *Equus* sp., *E.* (*Hemionus*) sp. Некоторые их промеры все же предоставляют возможность предполагать, что лошади вокруг Байкала в позднем плейстоцене были гораздо мельче раннеплейстоценовых. В это время Анюйскую низменность населяли рослые и крупные полутонконогие и средненогие *E. caballus* subsp. из уткинских слоев, Колымскую – мелкие, малорослые и средние

полутонконогие, средненогие, полутолстоногие и толстоногие *E. caballus* subsp. из едомной свиты и малорослые полутолстоногие *E. caballus* subsp. из алешкинской свиты (Шер, 1971). В Восточной Якутии были распространены мелкие, малорослые и средние крайне тонконогие, тонконогие, полутонконогие, средненогие и толстоногие лошади Черского, в Западной Якутии – мелкая, малорослая, средняя тонконогая, полутонконогая, средненогая, полутолстоногая и толстоногая *E. lenensis* (Лазарев, 1980). Лошади Западной Сибири были представлены малорослыми, средними, рослыми полутонконогими, средненогими, полутолстоногими и толстоногими *Equus* ex gr. *gallicus* (Форонова, 2001) и малорослыми, средними, рослыми и крупными *Equus caballus* subsp. (Алексеева, 1980).

Из вышеизложенного следует, что популяции лошадей в бассейне оз. Байкал в течение плейстоцена были полиморфны, они были представлены разными вариететами: от крупных и сверхкрупных тонконогих, полутонконогих, средненогих и полутолстоногих в раннем плейстоцене до малорослых и средних средненогих, полутолстоногих и толстоногих в среднем плейстоцене. Популяции позднеплейстоценовых лошадей Якутии, близкой к обрамлению оз. Байкал, состояли и мелких, малорослых и средних крайне тонконогих, тонконогих, полутонконогих, средненогих и толстоногих лошади Черского. Необходимо подчеркнуть, что этот вывод основан на небольшой выборке Mc III и Mt III, их большие серии, по всей видимости, привели бы к более естественной структуре популяций и соотношению тех или иных вариететов. Гетерогенность популяций, без всякого сомнения, обусловлена присутствием особей различного габитуса, который, в свою очередь, зависит от размеров и пропорций отдельных элементов скелета. Это транзитивные признаки, они не имеют особого веса при определении видовой принадлежности. Выявление отличий в морфологии, имеющих таксономическое значение, и признаков, отражающих эволюционные тенденции, невозможно без учета индивидуальной, половой, возрастной и других видов изменчивости, что осуществимо только при наличии значительных серий, которых в плейстоценовых отложениях, как правило, нет. Размеры Mc III и Mt III подвержены большой изменчивости, среди них встречаются, как крайне тонконогие, так и тонконогие, полутонконогие и средненогие, что подтверждают исследования на крупных выборках остеологического материала из археологических памятников Европейской части России, Алтая (Витт, 1952; Цалкин, 1956).

Мелкие и малорослые лошади позднего плейстоцена обрамления оз. Байкал отнесены, как упоминалось ранее, к таксонам с открытой номенклатуры – *Equus* sp., *E.* (*Hemionus*) sp. К этой же группе принадлежат вариететы из популяций *E. caballus* subsp. (мелкая форма), *E. caballus* subsp. (очень мелкая форма) на Колымской низменности, *E. lenensis* в Якутии, *E.* ex gr. *gallicus*, *E. caballus* subsp. в Западной Сибири. К мелким и малорослым лошадям относятся также *E. przewalskii* и *E. hemionus*, последний значится в списках фауны из стоянок и отложений позднего плейстоцена (Ермолова, 1978; Калмыков, 2002; Клементьев, 2008; Клементьев и др., 2011 и др.). Видовая принадлежность остатков мелких лошадей в последнее время обосновывается очень просто. В качестве примера можно привести статью А.М. Клементьева и др. (2011, рис. 2), в ней на основании только промеров фрагмента лучевой кости и неполной Mc III молодой особи (жеребенка!) остатки из Южного Прибайкалья были отнесены к кулану (*E. hemionus*). Не секрет, что для выявления видовой принадлежности используются размеры костей только половозрелых животных. Здесь имеем дело с простым незнанием методик и рекомендаций, беззастенчивостью авторов, что привело к выявлению в фауне позднего плейстоцена Тункинской котловины новой мелкой формы лошади – кулана *E. hemionus*. В Западном Забайкалье, по материалам из стоянок Хотык, Каменка, Базино, в каргинское время обитал кулан (*E.* cf. *hemionus*), который по своему габитусу относился к группе средних лошадей (136–144 см), по индексу стройности находился «между группой тонконогих и группой средненогих лошадей» (Клементьев, 2008, с. 194). Такого же габитуса были отдельные вариететы популяций *Equus caballus* subsp. (мелкая форма) Колымской низменности, *Equus lenensis* Якутии, *Equus* ex gr. *gallicus* юга Западной Сибири, современная якутская лошадь (Лазарев, 1980). Для описания зубов «кулана» из Хотыка и обоснования его присутствия в Забайкалье некорректно, если не сказать большего, привлечены заключения других авторов (Громова, 1949; Форонова, 1990), за их пределами осталась изменчивость морфологических признаков у лошадей подродов *Equus* и *Hemionus* (Алексеева, 1980; Eisenmann, 2008 и др.). Кулан (номинальный подвид *E. h. hemionus* – мелкая и стройная лошадь, она достигает 130 см высоты и относится к группе крайне тонконогих) в Западном Забайкалье определяется без весомых доказательств, что описываемые остатки принадлежат именно ему, как средняя тонконогая, полутонконогя и средненогая лошадь (Клементьев, 2008). К подобным «экзерсисам» нужно относиться очень осторожно, они не могут быть использованы в дальнейших исследованиях, а археологические палеогеографические, геологические сведения, содержащие данные таких «экзерсисов», являются недостоверными.

Список литературы:

Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири. – М.: Наука, 1980. – 188 с.

Браунер А.А. Материалы к познанию домашних животных России. I. Лошадь курганных погребений Тираспольского уезда Херсонской губернии // Зап. Об-ва сельского хозяйства Южной России. – Одесса, 1916. – Т. 86. – Кн. 1. – 184 с.

Витт В.О. Лошади Пазырыкских курганов // СА – 1952. – Вып. XVI. – С. 163–205.

Громова В.И. История лошадей (род Equus) в Старом Свете // Тр. ГИН АН СССР. – 1949. – Т. 17. – Вып. 1-2. – 374 с.

Ермолова Н.М. Териофауна долины Ангары в позднем антропогене. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. – 224 с.

Калмыков Н.П. Природа и древний человек в бассейне оз. Байкал. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2002. – 132 с.

Калмыков Н.П. Палеогеография и эволюция биоценотического покрова в бассейне оз. Байкал. – Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 2003. – 240 с.

Клементьев А.М. Кулан (Equus cf. hemionus) из позднего плейстоцена Забайкалья // Биота Северной Азии в кайнозое. – 2008. – Вып. 6. – С. 186–198.

Клементьев А.М., Щетников А.А., Сизов А.В., Филинов И.А. Редкие и проблемные виды крупных млекопитающих в палеонтологической летописи плейстоцена Южного Прибайкалья // Байкальский зоол. журн. – 2011. – № 3 (8). – С. 5–9.

Лазарев П.А. Антропогеновые лошади Якутии. – М.: Наука, 1980. – 191 с.

Форонова И.В. Ископаемые лошади Кузнецкой котловины. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. – 131 с.

Форонова И.В. Четвертичные млекопитающие юго-востока Западной Сибири (Кузнецкая котловина): филогения, биостратиграфия, палеоэкология. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2001. – 243 с.

Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. – М.: Наука, 1971. – 310 с.

Цалкин В.И. Материалы для истории скотоводства и охоты в Древней Руси // Материалы и исследования по археологии СССР. – 1956. – № 51. – 185 с.

Eisenmann V., Howe J., Pichardo M. Old World hemiones and New World slender species (Mammalia, Equidae) // Palaeovertebrata. – 2008. – Vol. 36 (1–4). – P. 159–233.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРИАЗОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

С.П. Кармазиненко
Институт географии НАН Украины, Киев, Украина, Karmazinenko@mail.ru

PALEOGEOGRAPHY OF THE AZOV LOWLAND IN THE PLEISTOCENE

S.P. Karmazinenko, Institute of Geography of NASU, Kyiv, Ukraine

Палеогеография – наука о древних географической оболочке и природе земной поверхности. Она состоит из отдельных ее отраслей, таких как палеогеология, палеопедология, палеоклиматология, палеогеоморфология, палеобиогеография и др., которые занимаются изучением древнего рельефа, ископаемых почв, растений, животных, климата и т.д. (Веклич, 1987).

При реконструкции палеогеографических обстановок на территории Приазовской низменности главным объектом наших исследований были ископаемые плейстоценовые (четвертичные) почвы и отложения. Поскольку эти отложения являются своеобразными «памятниками» древних природных обстановок времени их формирования. Исследованием плейстоценовых и более древних почв и отложений занимается палеопедология. Главной задачей которой (области палеогеографии, изучающей ископаемые почвы является реконструкция древних почв и почвенных покровов, факторов и процессов почвообразования, установление истории и закономерностей их развития в палеогеографической оболочке Земли (Методика…, 1979).

При исследовании плейстоценовых почв и отложений на территории Приазовской низменности нами был применен палеопедологический метод, который основанный на изучении морфологических (окраска, структура, гранулометрический состав, влажность, сложение, новообразования, включения, переход между горизонтами, граница) и микроморфологических (скелет, плазма, цвет, агрегированность, пористость, органическая и глинистая части, минеральный скелет, новообразования, микроструктура) особенностей древних отложений (Карамзиненко, 2010; Матвиишина, 1982; Методика…, 1979).

Предпосылкой для проведения палеопедологических исследований плейстоценовых почв и отложений на территории Приазовской низменности является наличие на побережье Азовского моря отложений четвертичных и местами более древних неогеновых отложений.

Впервые палеопедологические исследования на территории Приазовской низменности (разрезы возле г. Мариуполь, с. Широкино) были проведены М.Ф. Векличем, Н.А. Сиренко, Ж.Н. Матвиишиной (Веклич, 1968, 1972; Розвиток…, 1973), позже другими исследователями (Артюшенко и др., 1973; Величко и др., 2009; Добродеев, Судакова, 1962; Лебедева, 1972; Субаэральные, 1981; Титов, 2008; Христофорова, Комар, 1987), а также автором (Карамзиненко, 2013, 2013а, 2014).

Автором на территории Приазовской низменности были проведены палеопедологические (с использованием микроморфологического анализа 200 шлифов с ненарушенной структурой) исследование плейстоценовых почв (крыжановский (kr), широкинский (sh), мартоношский (mr), лубенский (lb), завадовский (zv), кайдакский (kd), прилукский (pl), витачевский (vt), дофиновский (df) палеогеографический етап [20]) и отложений (березанский (br), илличевский (il), приазовский (pr), сульский (sl), тилигульский (tl), днепровский (dn), тясминский (ts), удайский (ud), бугский (bg), причорноморский (pč) етап [20]) возле сел Мелекино (7 расчисток) и Безымянное (5 расчисток) Донецкой области. Эти отложения залегают на неогеновых песчаных и известковых отложениях (сарматского и понтического ярусов) (Национальный атлас, 2013; Титов, 2008).

На основании полученных собственных палеопедологических результатов (Карамзиненко, 2013, 2013а, 2014) и с использованием литературных данных других ученых (Веклич, 1982, 1987; Крохмаль, Рековец, 2010; Ридуш, 2013; Сиренко, Турло, 1987; Турло, 1989) нами было прослежено смену палеогеографических обстановок (типы почв и отложений, растительность, фауна, климат) на протяжении указанных выше палеогеографических этапов плейстоцена на территории Приазовской низменности (табл.).

Палеогеографические обстановки (типы почв и отложений, растительность, фауна, климат) плейстоцена на территории Приазовской низменности (Веклич, 1982, 1987; Крохмаль, Рековец, 2010; Ридуш, 2013; Сиренко, Турло, 1987; Турло, 1989).

Этап	Типы почв и отложений исследованы авторам (сс Мелекино, Безыменное)	Общий характер растительности [23]	Фаунистические комплексы по крупным млекопитающим [12, 17]	Климат (среднегодовые температуры, °С: января / июля; годовое количество осадков, мм) [4, 5, 19]
pč	лёссы среднесуглинистые	ксеротические степи	верхнепалеолитический (*Mammuthus primigenius*)	ксеротической степи (-10 / -10- -15; 250-300)
df	чернозёмы солонцеватые (df_{b2}), бурые солонцеватые (df_c), бурые пустынно-степные (df_c)	разнотравно-злаково-полыново-маревые степи		умеренный сухой (-6- -9 / +17-+18; 300-400)
bg	лёссы среднесуглинистые	ксеротические степи		ксеротической степи (-18- -19 / +6-+7; 200-250)
vt	коричневато-бурые (vt_{b2})	разнотравно-злаковые степи и байрачные леса		умеренно-теплый субаридный (-3- -5 / +18-+20; 350-450)
ud	лёссовидные тяжелосуглинистые отложения	степи ксеротического типа с небольшими березово-сосновыми группировками		перигляциальный холодный (-16- -17 / +8-+9; 350-400)
pl	коричневато-серые солонцеватые (pl_{b1}), чернозёмы солонцеватые (pl_{b2}), бурые степные (pl_c)	разнотравно-злаковые степи		умеренно-теплый (0-+1 / +21-+22; 450-700)
ts	лёссовидные тяжелосуглинистые отложения	злаково-полыново-маревые степи с небольшими березово-сосновыми группировками		перигляциальный (-17- -18 / +7-+8; 350-375)
kd	коричневато-бурые (kd_{b1}), чернозёмы обычные (kd_{b2})	разнотравно-злаковые степи с байрачными лесами	хазарский (*Mammuthus chosaricus*)	умеренно-теплый (-2- -3 / +20-+21; 550-700)
dn	лёссовидные тяжелосуглинистые отложения	ксеротические степи		ксеротической степи (-15- -34 / +5 -+6; 100-150)
zv	коричневые (zv_{1b1}), красновато-коричневые солонцеватые (zv_{1b2})	лесостепи с широколиственно-сосновыми лесами с элементами плиоценовой флоры со злаково-разнотравными степями	сингильский (*Palaeoloxodon antiquus*)	умеренный переменно-влажный близкий к субтропическому (0-+2 / +22-+23; 400-600)
tl	лёссовидные тяжелосуглинистые отложения	злаково-полыново-маревые степи	тираспольский (*Archidiskodon trogontherii*)	перигляциальный умеренно-сухой (-16 / + 10; 250-300)
lb	красновато-бурые солонцеватые (lb_{b2}), темноцветные слитые (lb_{b2}+ lb_{b1})	лесостепи с широколиственно-сосновыми лесами с элементами плиоценовой флоры и луговыми степями		умеренно-теплый переходной к субтропическому (-1-+1 / +21-+22; 550-900)
sl	лёссовидные глинистые отложения	полиново-злаково-маревые степи с небольшими участками древесно-кустарниковой растительности: сосна, береза, ольха, дуб		умеренно-холодный близкий к аридному (-1- -2 / +21-+22; 550-650)
mr	темноцветные слитые (mr_3+mr_2+mr_1), красновато-коричневые слитые солонцеватые (mr_3)	лесостепи с широколиственно-хвойными лесами с элементами плиоценовой флоры и мезотическими степями		тепло-умеренный близкий к субтропическому (+1-+2 / +22-+23; 650-750)
pr	лёссовидные глинистые отложения	разнотравно-злаково-полыново-маревые степи с небольшими березово-сосновыми группировками с участием дуба, вяза, лещины		холодный, близкий к перигляциальному (-11- -12 / +15-+16; 400-500)
sh	коричневые (sh_{b1}), красновато-коричневые (sh_{b2})	лесостепи с широколиственно-хвойными лесами с элементами теплолюбивой флоры и лугово-степной травянистой растительностью	таманский (*Archidiskodon meridionalis tamanensis*)	тепло-умеренный близкий к субтропическому аридному (+1-+3 / +22-+24; 550-650)
il	лёссовидные глинистые отложения	степи с небольшими участками широколиственно-сосновых лесов	псекупский (*Archidiskodon meridionalis meridionalis*)	умеренно-холодный (-10- -12 / +16-+17; 400-500)
kr	красновато-коричневые (kr_{b1}), красновато-бурые (kr_{b2})	лесостепи: широколиственно-хвойные леса с элементами теплолюбивой флоры и разнотравными степями		тепло-умеренный с признаками субтропического (+2-+4 / +22-+23; 500-600)
br	лёссовидные глинистые отложения	злаково-разнотравно-полыново-маревые степи с небольшими участками байрачных и пойменных лесов		умеренно-холодный (-9- – 12 / +17-+18; 500-600)

Список литературы:

Артюшенко А.Т., Пашкевич Г.А., Паришкура С.И., Карева Е.В. Палеоботаническая характеритика опорных разрезов четвертичных (антропогеновых) отложений средней и южной частей Украины. – Киев: Наук. думка, 1973. – 95с.

Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. – Киев: Наук. думка, 1968. – 120с.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Ч.III. – Киев: Наук. думка, 1972. – 226 с.

Веклич М.Ф. Палеоетапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя Украины. – Киев: Наук. думка, 1982. – 208с.

Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. – Киев: Наук. думка, 1987. – 190с.

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н. Особенности строения плейстоценовой лессово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Доклады АН. 2009. Т.428. №6. С.815-819.

Добродеев О.П., Судакова Н.Г. Схема разреза новейших отложений Приазовья // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1962. – С.1.

Кармазиненко С.П. Мікроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України. – Киев: Наук. думка. – 2010 – 120с.

Кармазиненко С.П. Палеопедологічна характеристика четвертинних відкладів біля с. Безіменне Донецької області // Сборник научных трудов посвященный 155-летию со дня рождения академика Павла Аполлоновича Тутковского «Современные проблемы геологических наук». – Киев, 2013. – С.144-153.

Кармазиненко С.П. Палеопедологічна характеристика верхньопліоценових і плейстоценових ґрунтів біля с. Мелекіне Донецької області // Збірник матеріалів П'ятої Всеукраїнської наукової конференції молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України – Київ: Ін-т геологічних наук, 2013 – С.33-34.

Кармазиненко С.П. Плейстоценові ґрунти Приазовської низовини // Геополитика и экогеодинамика регионов. – Симферополь, Том 10, Вып.1. – 2014. – С.585-593.

Крохмаль А.И., Рековец Л.И. Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. – Київ: LAT £ K, 2010. – 300с.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. – М.: Наука, 1972 – 106с.

Матвиишина Ж.Н. Микроморфология плейстоценовых почв Украины. – Киев: Наук. думка, 1982. – 144с.

Методика палеопедологических исследований / М.Ф. Веклич, Ж.Н. Матвиишина, В.В. Медведєв и др.. – Киев: Наук. думка, 1979. – 176с.

Національний атлас України. Гол. ред. Руденко Л.Г. Веліканов В.А., Гожик П.Ф., Педанюк Г.І. Геологічна будова (до четвертинний зріз) / Гожик П.Ф., Педанюк Г.І. Геологічна будова (до четвертинний зріз). – Київ: ДНВП «Картографія», – 2007. – С.108-109. (2007 – 440с.).

Рідуш Б.Т. Палеогеографічні реконструкції природних умов пізнього кайнозою півдня Східної Європи за результатами досліджень відкладів печер: дис. … доктора геогр. наук: 11.00.04 / Рідуш Богдан Тарасович. – Київ, 2013. – 457с.

Розвиток ґрунтів України в пізньому кайнозої / М.Ф. Веклич, Н.О. Сіренко, В.О. Дубняк та ін. – Київ: Наук. думка, 1973. – 224с.

Сиренко Н.А. Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. – Киев: Наук. думка, 1986. – 188с.

Стратиграфічний кодекс України / Відп. ред. П.Ф. Гожик. – 2-е вид. – Київ, 2012. – 66с.

Субаэральные отложения Северного Приазовья / Мацуй В.М., Христофорова Т.Ф., Шелкопляс В.Н. – Киев: Наук. думка, 1981. – 152с.

Титов В.В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья / Отв. ред. акад. Г.Г. Матишов. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. – 264с.

Турло С.И. Палеогеографические реконструкции позднего кайнозоя Украины (по палинологическим данным): дис. д-ра геогр.. наук. 11.00.04) АН УССР. Ин-т геофизики им. С.И. Субботина. Отд.-ние геогр. – Киев. – 1989. – Т.1. – 437с.

Христофорова Т.Ф., Комар М.С. О стратиграфическом расчленении нового опорного разреза плейстоцена Северного Приазовья Мелекино-II (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. – Киев: Наук. думка, 1987. – С.89-95.

ЗНАЧИМОСТЬ БАРЬЕРНЫХ ЗОН В СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ АНГАРСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ

Г.А. Карнаухова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, karnauh@crust.irk.ru

THE SIGNIFICANCE OF BARRIER ZONES IN THE SEDIMENTOGENESIS ANGARA RESERVOIRS

G.A. Karnaukhova, Institute of earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Основные процессы переформирования состава воды, взвесей и донных отложений происходят в пограничных зонах, т.е. на границе раздела фаз с различными физико-химическими параметрами. Перед границей и за ней существуют различные условия миграции и седиментации осадочного материала и слагающих его элементов. Такие пограничные зоны, в которых происходит разрыв непрерывности среды, названы А.П. Лисицыным (Лисицын, 2004) и Е.М. Емельяновым (Емельянов, 1998) барьерными зонами. Наши исследования показали, что барьерные зоны существуют не только в природных водоемах, их формирование происходит и в искусственных водоемах, как, например, в Ангарских водохранилищах. Особую роль в седиментогенезе Ангарских водохранилищ играют барьерные зоны «берег-водохранилище» и «река-водохранилище» (Карнаухова, 2012, 2014).

Формирование ***барьерной зоны «берег – «водохранилище»*** происходит в пределах прибрежных отмелей, как части морфоструктуры Ангарских водохранилищ, и начинается с момента создания и заполнения водоемов и происходит на участках, где генетическим типом формирующихся берегов является абразионный тип. Ежегодное поступление материала в водохранилища за счет абразии составляет более 224 млн. т, из которых примерно 36% идет на создание прибрежных отмелей, занимающих всего 1% площади водохранилищ (Карнаухова, 2011). В составе абразионного материала ежегодно в водохранилища поступает около 160 млн. т элементов основного состава, а также около 19 млн. т органического вещества, более 0,1 млн. т микроэлементов. Значимая часть этих элементов остается в барьерной зоне «берег-водохранилище».

Развитие отмелей и состав осадков, их слагающих, зависит от множества факторов, ключевыми среди которых являются волновые процессы, течения, состав и свойства пород, которыми сложены абразионные берега. Нижняя граница барьерной зоны совпадает с границей аккумуляции отложений волнового поля и проходит по внешнему краю прибрежной отмели. Прибрежная отмель водохранилищ является областью сверхбыстрой седиментации. Величина ежегодно отлагающегося слоя составляет от 2 мм до 80 см в зависимости от состава размываемых пород.

Наиболее типичными фракциями осадков являются 0,25–0,05 и 0,05–0,01 мм, составляющие в сумме более 65%, т.е. преобладающим является песчано-алевритовый материал. Среднее значение медианного диаметра составляет 0,07 мм, коэффициент сортированности осадочного материала – 3,12. Донные отложения обогащены ассоциацией минералов с большой плотностью – рудными минералами, гранатами, эпидотом, сфеном. Активно накапливаются кварц и роговая обманка. Выносятся с отмелей слюды и циркон, являющийся устойчивым минералом.

В донных отложениях барьерной зоны накапливается широкий спектр элементов. Ежегодно в осадках отмели остается более 33 % микроэлементов от их суммарного поступления в составе абразионного материала (табл.). Быстрее из взвесенесущего потока выпадают Mn, Ni, Cr, Zn, V. В донных отложениях отмелей отмечается наименьшее среди осадков водохранилищ содержание органического вещества, поскольку осадки более насыщены минеральными частицами. Пониженные процентные содержания Fe, как и органического вещества, приходятся на прибрежную часть с ее высокими скоростями осадконакопления. Распределение фосфора согласуется с распределением органического вещества и железа и также зависит от гранулометрического состава осадков. В отложениях отмели, занимающих узкую полосу вдоль размываемых берегов, наблюдаются устойчиво повышенные концентрации обладающего малой растворимостью хрома, который явно тяготеет к осадкам с высоким содержанием песчаной фракции. Наибольший коэффициент концентрации элемента находится на урезе и вблизи внешнего края отмели. И далее по профилю у хрома сохраняется связь с песчаной фракцией, обогащены осадки также и Ti. Прибрежная зона Ангарских водохранилищ характеризуется повышенным содержанием карбонатов (до 43%) при лидировании среди них $CaCO_3$, что, одновременно с картиной распределения органического вещества и железа, придает ей сходство с морскими прибрежными отложениями.

Поступление элементов и их аккумуляция в донных осадках барьерных зон Ангарских водохранилищ

Барьерная зона	Составляющие							
	Органическое вещество		Железо		Фосфор		Микроэлементы	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Берег-водохранилище	18845	8,1	514	2,0	18	18,3	102	33,1
Река-водохранилище	229,3	90	3,6	83	2.0	98,1	3,5	68

Примечание: 1 – поступление, тыс. т/год; 2 – аккумуляция в донных осадках, % от суммы поступления

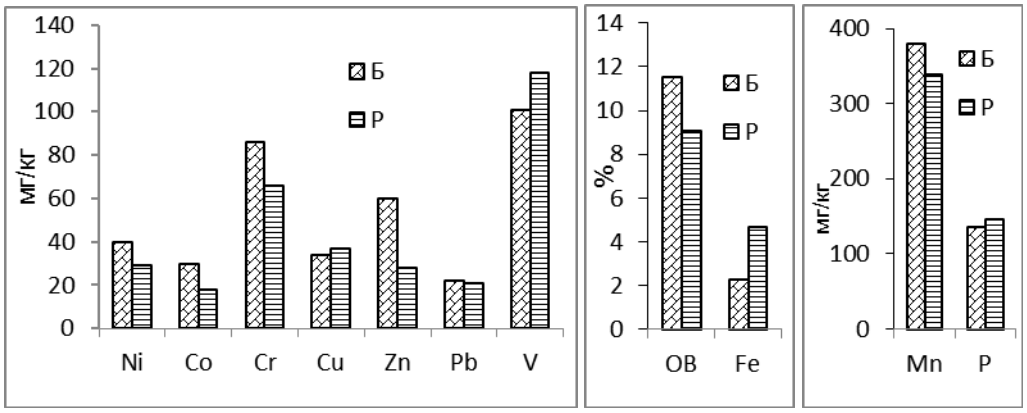
Формирование ***барьерной зоны «река-водохранилище»*** происходит на участке прерванной каскадности между Иркутским и Братским водохранилищами. Общая протяженность барьерной зоны составляет 90 км, площадь – 135 км^2. Ежегодно в барьерную зону с твердым стоком рек поступает 1,8 млн. т материала, из которых около 64% переходит в донные осадки. Данная барьерная зона, равно как и прибрежные отмели водохранилищ, относится к областям сверхбыстрого осадконакопления. Скорость осадконакопления составляет 0,2-0,5 см/год, абсолютная масса терригенного материала достигает 4 мг/см^2/год. Основными структурными типами донных отложений являются песок, крупные алевриты, мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы. В песках преобладающий размер зерен приходится на фракцию 0,25-0,05 мм, в более дисперсных осадках ведущими являются частицы размером 0,05-0,01 мм.

Барьерная зона ежегодно принимает около 230 тыс. т в основном стойкого к окислению терригенного органического вещества, одним из основных источников которого являются почвы. До 90% органики выносится в реку Ангару и ее притоки в половодье и паводки (Карнаухова, 1999). Переходят в осадки 90% взвешенной формы органического вещества, его концентрация в донных осадках несколько ниже содержания в осадках барьерной зоны «берег-водохранилище (рис.).

В составе осадкообразующего материала в донные осадки переходит более 90% фосфора, более 80% железа, около 70% тяжелых металлов. Необходимо отметить, что часть элементов проходит транзитом через барьерную зону. Процессы вывода из водного потока и накопления в донных осадках фосфора, железа, ванадия, меди идут более интенсивно по сравнению с аккумуляцией их в осадках прибрежной зоны водохранилищ.

В большем количестве с речным стоком в барьерную зону попадают минералы разрушения осадочных пород (кальцит, галит, глинистые минералы) и магматических (кварц, полевые шпаты, слюды). Типичными

глинистыми минералами, переносимыми в составе пелитовой фракции, являются гидрослюда, хлорит, каолинит, смектит.



Содержание элементов в донных осадках барьерных зон. Условные обозначения: барьерные зоны: Б – «берег-водохранилище»; Р – «река-водохранилище»

Таким образом, барьерные зоны «берег-водохранилище» и «река-водохранилище» играют особую роль в седиментогенезе и преобразовании осадочного материала, поступающего в Ангарские водохранилища из различных источников. Несмотря на то, что барьерные зоны занимают малую часть площади дна водохранилищ, барьерная зона «берег-водохранилище» перехватывает 36 % абразионного материала, а барьерная зона «река-водохранилище» – 64 % твердого стока реки Ангары и ее верхних притоков. Барьерные зоны являются областями быстрого и сверхбыстрого осадконакопления. В донных осадках барьерных зон аккумулируется значительная часть поступающих в водохранилища элементов.

Список литературы:

Лисицын А.П. Потоки осадочного вещества, природные фильтры и осадочные системы «живого океана» // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – № 11. – С. 15-48.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: Осадко- и рудообразование, геоэкология / Калининград: Янтарный сказ, 1998. – 416 с.

Карнаухова Г.А. Роль барьерных зон в осадконакоплении Ангарских водохранилищ // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований / Материалы 9 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С.51-53.

Карнаухова Г.А. Динамика поступления осадочного материала в барьерные зоны Ангарских водохранилищ // Виртуальные и реальные литологические модели / Материалы 10 Уральского литологического совещания. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. – С.69-71.

Карнаухова Г.А. Поясность осадконакопления в водохранилищах Ангарского каскада // Геохимия. – 2011. – Т.49. – № 6. – С. 634-647.

Карнаухова Г.А. Геохимический состав воды и донных отложений Братского водохранилища // Геохимия. – 1999. – № 1. – С. 51-56.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ИЗБОРСКО-МАЛЬСКОЙ ДОЛИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Н.В. Карпухина[1], Е.А. Константинов[1], Р.Н. Курбанов[1], А.А. Деркач[2], Е.Ю. Матлахова[2]
[1] *Институт географии РАН, Москва, Россия,* natalia_karpukhina@mail.ru
[2] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*

CHARACTERISTIC FEATURES OF THE DEVELOPMENT OF IZBORSKO-MALSKAYA VALLEY IN THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

N.V. Karpukhina, E.A. Konstantinov, R.N. Kurbanov, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia; A.A. Derkach, E.Y. Matlakhova M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Изборско-Мальская долина представляет собой участок доледниковой речной долины р. Обдех, которая расположена на северо-западе Восточно-Европейской равнины в пределах восточной части Псковской низменности. Долина начинается в районе д. Старый Изборск и простирается на северо-запад до д. Вашина Гора. В настоящее время в пределах долины находятся следующие гидрологические объекты: река Обдех (включая рр. Сходница и Смолка и озера Городищенское и Мальское).

Первые сведения о геолого-геоморфологическом строение данной речной долины были получены геологами Северо-Западного Геологического территориального управления Ленинградского университета и южно-

эстонского отряда УГ ЭССР в ходе геологических съемок, проводимых с 1948 по 1974 гг. Помимо этого изучением данной территории занимались Э.Ю. Саммет и др. (1967), В.А. Исаченков (1970, 1981, 1988), О.М. Татарников (2008) и др.. Было выявлено, что Изборско-Мальская долина была сформирована еще в доледниковье, а в ледниковые периоды неоднократно преобразована. В результате чего первичное морфологическое строение речной долины было сильно изменено.

Современный поперечный профиль речной долины – трапециобразный, ширина долины составляет от 0,5 до 0,6 км, глубина 40-50 м, ширина днища – 100-200 м. Склоны довольно крутые. Левый склон круче правого. Склоны речной долины изрезаны балками и оврагами. В пределах левого склона распространены оползневые процессы. Дно долины освоено системой рек и озер: р. Смолка, оз. Городищенское, р. Сходница, оз. Мальское, р. Обдех.

Городищенское озеро имеет площадь 0,12 кв. км, средняя глубина 2,1 м, наибольшая – 5,75 м. Мальское озеро имеет площадь 0,6 кв. км, средняя глубина 4,5 м, максимальная – 11 м. Оба озерных водоема являются проточными. Между озерами расположено болото, которое вблизи правого борта прорезано рекой Сходницей. Русло реки Сходница сильно меандрирует, пойма заболочена. Ширина русла не превышает 2,5 м. Строение речной долины свидетельствует о сложной истории ее развития не только в дочетвертичное, но и в четвертичное время.

Зимой 2015 года сотрудниками лаборатории эволюционной географии Института географии РАН и кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ им. М.В. Ломоносова была организована экспедиция в Псковскую область. В ходе полевого этапа работ перед участниками экспедиции были поставлены различные задачи, одной из которой явилось изучение этой необычной эрозионной формы рельефа. За время экспедиции было проведено крупномасштабное картографирование участка речной долины в окрестностях д. Старый Изборск, геолого-геоморфологическое профилирование долины, бурение Сухого болота и Городищенского озера. Бурение озера и болота осуществлялось с помощью: озерного бура поршневого типа и ручного бура с торфяной ложкой. В пределах эрозионных склонов и междуречья бурение поверхностных отложений осуществлялось ручным ударным способом. Всего было пробурено 15 скважин, глубиной от 0,64 м до 11,65 м.

Из всех отложений были отобраны образцы на комплекс литологических анализов. Из отложений Городищенского озера и Сухого болота дополнительно отобраны образцы на споро-пыльцевой, радиоуглеродный и геохимический анализы. Помимо этого из Сухого болота были отобраны ненарушенные керны ленточных глин для проведения варвометрического анализа.

Среди всех скважин наиболее информативной является скважина, пробуренная в Сухом болоте (глубина – 11,65 м). В скважине вскрываются следующие горизонты сверху вниз: торф (мощность 2,32 м), озерная известь или гажа (2,69 м), суглинок (0,72 м), песок (0,06 м), супесь с прослоями суглинка (0,51 м), ритмичнослоистые глины и суглинка с прослоями песка (1,9 м), слоистый органоминеральный ил (1,47 м), ленточные глины (1,98 м).

Исходя из описания литологической колонки можно полагать, что в пределах Изборско-Мальской долины существовал довольно глубоководный озерный водоем, на что указывает наличие мощной толщи ленточных глин. Можно предположить, что образованию этих отложений способствовало положение данного участка в пределах приледникового водоема, покрывавшего значительную часть Псковской низменности, с момента деградации поздневалдайского ледника от краевых образований лужской стадии (Структура и динамика..., 1977; Карпухина, 2013). Стоит отметить, что краевые образования расположены в 3 километрах на юго-запад от исследуемой территории.

Действительно, согласно предыдущим исследованиям, приледниковый водоем здесь существовал, но кратковременно и характеризовался незначительными глубинами. В период от лужской стадии по талабскую фазу уровень приледникового водоема находился на отметках от 130 до 95 м абс. (Карпухина, 2013), при этом бровка Изборско-Мальской долины находится на отметках 95 – 100 м. Таким образом, территория исследования находилась в прибрежной зоне приледникового водоема, где в основном протекали процессы абразии. Данный факт был доказан в ходе исследования отложений междуречья и склонов речной долины. Междуречье слагают размытые в верхней части отложения основной морены, представленные однородным красно-бурым суглинком мощностью до 0,5 м, местами с небольшими прослоями и линзами песка. На абразионную деятельность приледникового водоема указывает и то, что вблизи д. Малы, на поверхности междуречья встречается большое количество валунов, которые расположены на одном уровне в виде каменисто-валунных поясов. Проявление аккумулятивной деятельности приледниковых водоемов было обнаружено восточнее района исследования, где лимногляциальные отложения перекрывают основную морену.

В связи с вышесказанным, можно полагать, что в пределах речной долины формировался локальный приледниковый водоем. Подпор для такого водоема мог создавать мертвый лед, который заполнял палеодолину и препятствовал ее разрушению на трансгрессивном этапе наступания ледника. О наличие мертвого льда в данной речной долине свидетельствуют исследования О.М. Татарникова и др. (1995, 2008). Первоначальная глубина приледникового водоема составляла не более 60 – 65 м и, судя по литологическому строению ленточных глин, их накопление протекало в непосредственной близости от края мервого льда. Варвы характеризуются довольно большой шириной (до 7 см). Вероятно, начало таяния «пломбы», состоящей из мертвого льда, связано со значительным потеплением в оптимум беллинга. Вверх по разрезу варвы становятся тоньше, что свидетельствует об уменьшение скорости таяния мертвого льда и отодвигание его края вниз по долине. Интересно отметить, что толща ленточных глин разделена слоем органо-минерального ила. Формирование органоминерального ила могло быть связано со значительным потеплением в аллереде и прервано похолоданием позднего дриаса. Важно отметить, что ленточные глины, лежащие ниже и выше органоминерального ила отличаются между собой (по литологическому составу, цвету, толщине варв, а также наличию включений). Появле-

ние супесей и песков в разрезе свидетельствует о понижение уровня водоема, вероятно, в конце позднего плейстоцена.

Далее вверх по разрезу наблюдается 2,69-метровый слой карбонатного ила (гажи). Гажа откладывалась в озерном водоеме в условиях теплого климата и протекало вплоть до заболачивания участка в районе Сухого болота (между озерами Городищенское и Мальское). Можно предположить, что заболачивание данного участка было вызвано в связи с образованием подпора между ними. Подпор мог быть создан в результате активизации эрозионных процессов в начале голоцена, в результате чего левый борт речной долины оказался осложнен малыми эрозионными формами. Таким образом, разделение водоема, произошло из-за заполнения озерной котловины отложениями конусов выноса двух эрозионных форм, прорезающих левый борт палеодолины. Водоем, оказавшийся между озерами (Городищенским и Мальским) был мелководным и со временем заболотился.

Основные выводы:

1. Можно полагать, что в пределах Изборско-Мальской долины существовал единый локальный водоем, формирование которого началось в беллинге.

2. Окончательное таяние мертвого льда, заполнявшего долину, произошло в конце позднего плейстоцена.

3. Разделение единого водоема на два и образования Сухого болота между ними произошло в начале голоцена и связано с активизацией эрозионных процессов.

Важно отметить, что более точные возрастные оценки будут представлены позже, после получения результатов лабораторных анализов серии проб.

Список литературы:

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. – М.: Наука, 1977. – С. 44 – 52.

Исаченков В.А. Новые данные о куэстовом рельефе северо-запада Русской равнины // Вестник МГУ .Сер.5, География. – № 1, 1970. – С. 117-120.

Исаченков В.А. О происхождении долинообразных понижений поверхности дочетвертичных пород Северо-Запада Русской равнины // Вестник МГУ. Сер. 5, География. – №6, 1981. – С. 46-50.

Исаченков В.А. Проблемы морфоструктуры и древнеледниковой морфоскульптуры. – Л.: Наука, 1988. – 175 с.

Карпухина Н. В. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология.- № 4, 2013.- С. 38-47

Саммет Э.Ю., Сущенко Н.А., Экман И.П. Влияние литологии, структуры и рельефа до четвертичных пород на формирование четвертичных отложений // Геология четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР.- Л.: Недра,1967.- С.29-48.

Татарников О.М. Геолого-геоморфологические и гидрологические лостопримечательности Изборско-Мальской долины // Северо-западная Россия: проблемы экологии и социально-экономического развития – Материалы конференции. – Псков: Издательство ПГПУ, АНО «ЛОГОС», 2008. – С. 182-191.

Татарников О.М., Лесненко В.К., Михайлов И.И. О сохранности фрагмента девонской куэсты на территории Псковской низины // Геоморфология. – №6, 1995. – С. 80-83.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЫДАНСКОГО П-ВА И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

А.А. Картозия

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, kartoziya-444@mail.ru

THE RELIEF-FORMING COMPLEXES OF QUATERNARY DEPOSITS GYDAN PENINSULA AND WESTERN PART OF NORTH SIBERIAN LOWLAND

A.A. Kartozia, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,

В связи с широким освоением заполярных территорий важное значение имеет изучение четвертичных отложений, слагающих рельеф севера Западной Сибири. Определение морфометрических характеристик районов распространения парагенетических ассоциаций четвертичных отложений по данным дистанционного зондирования Земли позволяет выделять области с подобными литологическими характеристиками и одинаковой реакцией на антропогенную деятельность.

Таким образом, целью исследования является: изучить и охарактеризовать морфометрические показатели основных генетических комплексов четвертичных отложений, слагающие рельеф исследуемой территории.

В ходе исследования были поставлены следующие задачи:

1) Выделить основные генетические комплексы и охарактеризовать их диагностические признаки на основе полевых исследований, литературных источников, данных геологической съемки.

2) Выявить основные морфометрические характеристики районов распространения генетических комплексов.

3) Построить схему площадного распространения генетических комплексов.

Север Западной Сибири представляет собой полого волнистую аккумулятивную равнину со средними высотами не более 40-60 м и максимальными отметками до 240 м. В большей части территории распространена мохово-лишайниковая и кустарниковая тундра. Многолетняя мерзлота распространена повсеместно и может иметь мощность более 250 метров (Экологический атлас России, 2002). Четвертичные отложения имеют повсе-

местное распространение, покрывая исследуемую территорию сплошным чехлом мощностью от нескольких до четырехсот метров (Стратиграфия СССР, 1984) Наибольшие мощности установлены скважинами колонкового бурения в пределах древних переуглубленных долин Приенисейской депрессии (Унифицированная…,2000). Для четвертичных отложений характерно поверхностное залегание и отсутствие значительных признаков диагенеза. Однако рыхлые четвертичные грунты сцементированы льдом, так как находятся в области распространения вечной мерзлоты.

Согласно литературным данным (Унифицированная…,2000; Астахов, 2009; Астахов и др., 2010; Назаров, 2011; Карта четвертичных…, 2013), на севере Западной Сибири распространены ледниковые, морские, аллювиальные, озерные отложения, а также перигляциальные образования покровного комплекса. В связи с тем, что генетические типы образуют тесно связанные в пространстве парагенезисы, для мелкомасштабного уровня исследований более целесообразно выделять генетические комплексы. Генетический комплекс – это «комплекс (своеобразный набор и парагенетическая ассоциация) преобладающих генетических типов отложений, характеризующийся неодинаковыми орографическими и стратиграфическими соотношениями слагаемых ими толщ» (Несмеянов, 2012, 4 с.). Иными словами, генетический комплекс – это парагенетическая ассоциация преобладающих генетических типов отложений, имеющих специфические орографические и стратиграфические соотношения. По изученным материалам были выделены следующие генетические комплексы: субаэральный, аллювиально-лимнический, морской и ледниковый.

Субаэральный комплекс состоит из лессовидных алевритов с прослоями палеопочв и с многоярусными псевдоморфозами по сингенетическим повторным ледяным жилам. Наряду с лёссами и едомами, субаэральный комплекс включает в себя: эоловые пески, делювиально-пролювиальные образования, солифлюксий, отложения алас и термокарстовых озер. Эти полигенетические отложения разнородны по литологии, но, тем не менее, слагают единый комплекс, который залегает плащеобразно и может иметь мощность до 20 метров. Районы распространения субаэрального комплекса диагностируются на спутниковых снимках как участки повышенной заозеренности и характерного фототона. На цифровых моделях рельефа данный генетический комплекс приурочен к понижениям.

В аллювиально-лимнический комплекс входят речные и озерные образования речных долин. Отложения данного комплекса слагают в рельефе речные долины, которые легко распознаются на спутниковых снимках и имеют характерные очертания на цифровых моделях рельефа.

В морской комплекс входит группа рыхлых осадочных отложений, сформировавшихся при трансгрессиях и ингрессиях моря. В большинстве случаев, погребенные морские отложения деформированы наложенными процессами, поэтому редко слагают террасовидные поверхности. Районы распространения морского генетического комплекса строились по данным геологических съемок.

В составе ледникового комплекса рассматривались собственно ледниковые отложения, а также флювио- и лимногляциальные образования. Ледниковые отложения слагают в рельефе самые высокие участки, гряды. Поля распространения флювиогляциальных отложений (зандровых шлейфов) выражаются в рельефе расчлененными густой сетью ручьев равнинными возвышенностями, приуроченными к ледниковым грядам. Лимногляциальные образования слагают низменные равнины с характерной выдержанностью общего направления падения.

Таким образом, по данным дистанционного зондирования Земли был выявлен ряд специфических морфометрических характеристик для каждого из выделенных генетических комплексов. Затем, была проанализирована вся исследуемая территория на предмет распространения районов с соответствующим набором морфометрических характеристик. Результатом проделанной работы явилась схема площадного распространения рельефообразующих генетических комплексов четвертичных отложений на исследуемой территории.

Так как выделенные комплексы четвертичных отложений различаются по своим литологическим характеристикам и инженерно-геологическим свойствам, построенная схема распространения генетических комплексов может быть использована как геолого-геоморфологическая основа ландшафтов для геоэкологических исследований и инженерно-геологических изысканий не территории нефтегазодобывающего комплекса. Спутниковые снимки и полученные морфометрические показатели можно использовать для автоматического картографирования территории по методике, описанной в (Чупина Д.А и др., 2012).

Автор считает своим долгом выразить благодарность за помощь и наставничество при проведении экспедиционных работ Назарову Дмитрию Владимировичу.

Список литературы:

Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: Проблемы Стратиграфии и палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, -2009, -№ 69, -С. 8-24.

Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена на севера Западной-Сибири и её геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. №47. -С. 36-47.

Назаров Д.В. Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики // Санкт-Петербург: СпбГУ, 2011.

Стратиграфия СССР, Четвертичная система. – М: Недра. 1984. Полутом II. – 556 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: объяснительная записка // Новосибирск: СНИИГГИМС. -2000. -64 с

Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Пояснительная записка. / Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология». -2010.

Несмеянов С.А. Генетические комплексы континентальных отложений. – М.: ЗАО «Книга и Бизнес», 2012.

Чупина Д.А., Зольников И.Д., Лямина В.А. ГИС-картографирование морфокомплексов на основе морфометрических характеристик и управляемых классификаций // Интерэкспо Гео–Сибирь. -2012. –Т.1

Экологический атлас России. – М.: Изд-во МГУ, 2002.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДИАТОМОВОГО И СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ДРЕВНЕ- И НОВОАЗОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Г.В. Ковалева, К.В. Дюжова
Институт аридных зон Южного научного центра РАН, Ростов-на-Дону, Россия,
kovaleva@ssc-ras.ru, kristi_kras007@mail.ru

RESULT OF THE DIATOMS AND POLLEN ANALYSIS OF THE ANCIENT-AZOV AND NEW-AZOV SEDIMENTS

G.V. Kovaleva, K.V. Dyuzhova,
Institute of Arid Zones of the Southern Scientific Centre RAS, Rostov-on-Don, Russia

Азовское море окончательно обособилось в конце плейстоцена – начале голоцена (около 8-10 тыс. л.н.) (Семененко, Ковалюх, 1973; Шнюков и др., 1974; Стратиграфия..., 1984). С момента обособления Азовского моря, на большей части его акватории выделяют древнеазовские и новоазовские слои, соотносимые с бугазско-витязевскими, казантипскими, каламитским и джеметинскими слоями шельфа Черного моря (Невесская, 1965; Стратиграфия…, 1984). До определенного времени, данных о распределении диатомовых водорослей в позднечетвертичных отложениях Азовского моря не было. Биостратиграфия морских четвертичных осадков Азовского моря основывалась на материалах изучения ископаемых моллюсков (Невесская, 1965; Стратиграфия.., 1984) и спорово-пыльцевом анализе (Вронский, 1976; Исагулова, 1978). Только в последнее десятилетие биостратиграфические исследования верхнечетвертичных отложений Азовского моря включают результаты диатомового анализа (Матишов и др., 2007; Matishov at al., 2013; Ковалева, Золотарева, 2013; Дюжова и др., 2013; Ковалева и др., 2015).

Полученные на настоящий момент данные, впервые позволяют охарактеризовать отличия в видовом составе доминирующих таксонов диатомовых водорослей и пыльцы из древне- и новоазовских отложений.

Древнеазовские слои (~ 10 – 3,1 тыс. л. н.) характеризуются большим видовым разнообразием представителей диатомовых водорослей из морского рода *Thalassiosira*, а так же наличием слоев с очень высоким содержанием спор динофитовых водорослей (Dinophyta) – полигалобов морского происхождения. Представители диатомовых водорослей из рода *Chaetoceros* так же отмечаются в определенных слоях, периодически достигая очень высокой численности в осадках. Слои, в которых преобладают указанных выше представителей микроводорослей – мы соотносим с периодами трансгрессий.

Еще одной особенностью древнеазовских отложений является наличие слоев с высокой численностью цист (покоящихся стадий) представителей отдела Chrysophyta (золотистые водоросли). Представители отдела Chrysophyta обитают как в опресненных, так и в морских водоемах, поэтому ориентироваться на их экологические «предпочтения» очень сложно. Учитывая, что в слоях с высоким содержанием цист Chrysophyta так же обнаружено увеличение числа створок *Actinocyclus octonarius* Ehr. – мы сопоставляем их с регрессивными стадиями существования водоема (условия опресненного мелководья).

Для новоазовских слоев (~ 3,1 тыс. л. н. – настоящее время) отмечено чередование горизонтов, где в массе встречаются створки *Actinocyclus octonarius* Ehr. со слоями, с преобладанием спор рода *Chaetoceros*. Слои с доминированием *Actinocyclus octonarius* Ehr.и *Actinoptychus senarius* (Ehr) Ehr. были ранее описаны в литературе (Ковалева 2007; Ковалева, Золотарева, 2013; Ковалева и др., 2015). Принимая во внимание то, что *A. octonarius* и *A. senarius* (Ehr.)Ehr. широко распространены в прибрежных опресненных участках умеренно-теплых морей, их преобладание в осадочной толще соотносится нами с низким уровнем моря (мелководностью). Напротив, увеличение в отложениях спор морского рода *Chaetoceros* sp., обитающего в сравнительно глубоководных районах моря, маркирует этапы существования водоёма, в которые происходило увеличение солёности и повышение уровня вод (Ковалева и др., 2015).

Спорово-пыльцевой анализ колонок, наряду с изучением диатомовых водорослей, дает возможность стратифицировать отложения, а также позволяет реконструировать изменение ландшафтно-климатических условий побережья. Доминантной в спектрах колонок является пыльца представителей семейства Chenopodiaceae (в среднем 30-40%) и рода *Artemisia* (в среднем 20-30%). Содержание пыльцы Poaceae также высоко и достигает в некоторых образцах 15-20 %. Пыльца разнотравья (Apiaceae, Fabaceae, Lamiaceae, Brassicaceae) широко представлена на всех глубинах колонок. В группе пыльцы древесных пород преобладает пыльца *Alnus* sp. и *Betula* sp. В высокой степени на формирование спектров оказывает влияние пыльца *Quercus* sp. и *Carpinus* sp. В качестве постоянных компонентов группы пыльцы древесных можно отметить *Picea* sp., *Pinus* sp., *Corylus* sp., *Fagus* sp., *Tilia* sp. и *Ulmus* sp. (от 1 до 10 %). Во всех кернах встречаются пыльцевые зерна водных растений: *Sparganium* (в большом количестве), *Typha latifolia* и *Potamogeton* (единично). Споры немногочисленны и представлены, преимущественно, папоротниками семейства Polypodiaceae. Кроме них, отмечены споры сфагновых мхов и лесных плаунов.

Выполненная корреляция результатов диатомового и спорово-пыльцевого анализа (рис.) дает представление о взаимосвязи колебаний уровня Азовского моря с климатическими изменениями. Выявлено, что реакция уровневого режима (по данным диатомового анализа) происходит с запаздыванием по отношению к ландшафтно-климатическим фазам (по результатам спорово-пыльцевого анализа).

На основании данных изучения двух колонок донных отложений (рис.) рассмотрены закономерности изменения комплексов доминирующих видов диатомовых водорослей и их взаимосвязь с колебаниями уровня моря, и динамикой ландшафтно-климатических условий на побережья.

В результате похолодания и увлажнения климата в лесостепной области Восточно-Европейской равнины, ландшафтно-климатические условия побережья Азовского моря около 6000-5700 л.н. (зона 1б) и 4500-4000 л.н. (зона 2а) характеризовались продвижением лесной растительности на юг. Это отразилось и на гидрологическом режиме Азовского моря. В отложения этого возрастного интервала обнаружено много морских видов диатомовых водорослей, что указывает на этап заметного повышения уровня моря (зона Да3 и Да5) (рис.) и соотносится нами с выделенной в литературе (Федоров, 1977) новочерноморской трансгрессивной стадией. Однако, эта стадия не была однородной: состав доминирующих видов диатомовых из зон Да4а и Да4б отражает понижение уровня моря. Данные спорово-пыльцевого анализа, свидетельствуют, что этому предшествовал период распространения степной растительности с преобладанием засушливых условий побережья (зона 1а).

После завершения новочерноморской трансгрессивной стадии развития морского бассейна, произошла смена доминирующих комплексов диатомовых водорослей, на основании которых удалось выделить фанагорийскую регрессивную фазу (с 3100 лет назад). В отложениях этого периода зафиксировано увеличение численности сворок *Actinocyclus octonarius*, что указывает на накопление осадков в период существования мелководных условий (зоны На1а и На1в) (рис.).

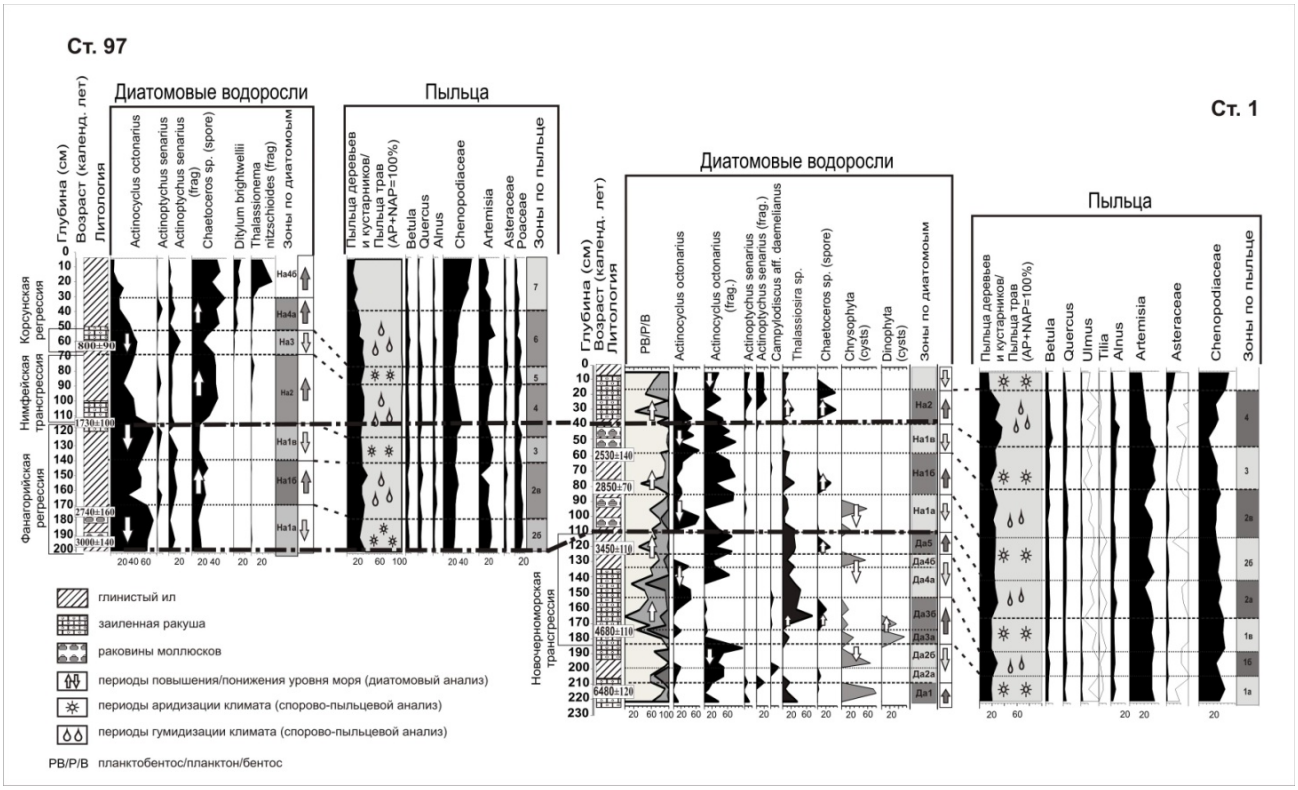
По данным спорово-пыльцевого анализа, в отложениях, соответствующих фанагорийской стадии, выявлено несколько этапов смены ландшафтно-климатических условий. Состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров отложений 3200-2500 л.н. позволяют реконструировать фазу увлажнения климата, в течение которой интразональные лесные сообщества восстановили свои позиции, а степные ценозы приобрели более мезофитный облик.

Падении уровня моря в фанагорийскую стадию не было непрерывным. При анализе отложений была выделена зона (в интервале 2500–2000 л.н.), зафиксировавшая увеличение количества спор рода *Chaetoceros sp.*, а также уменьшение численности *Actinocyclus octonarius Ehr.*, что может указывать на непродолжительное повышения уровня Азовского моря. Эта зона совпадает со стадией увлажнения, выделенной по палинологическим данным (интервал 3000–2500 л.н.). Для осадков восточной части моря, период увлажнения климата зафиксирован в пределах 3000–2500 лет назад, а начало трансгрессивных процессов происходит на несколько сотен лет раньше.

Нимфейская трансгрессивная стадия (зона На2) была отмечена в осадках по заметному увеличению спор рода *Chaetoceros sp.,* не наблюдавшемуся во время фанагорийской стадии в таких количествах (рис.).

Природно-климатические условия побережья во время перехода от фанагорийской к нимфейской фазе, и начале повышения уровня моря, по данным палинологического анализа фиксируют новый этап гумидизации (интервал 2000-1500 кал. л.н.).

Можно так же отметить, что в период около 800±90 л.н. удалось выявить кратковременное понижение уровня моря, что сопоставляется нами с периодом корсунской регрессии**.**



Диаграммы распределения диатомовых водорослей и пыльцы в донных отложениях Азовского моря (колонки Ст. 97 и Ст. 1).

По данным спорово-пыльцевого анализа, на прилегающих к Азовскому морю территориях в период около 650-150 л.н. происходили заметные изменения растительного покрова, которые были связаны, с расширением площади пойменных лесов в долине Дона и его притоков, сопровождающиеся похолоданием. Данный этап может быть отражением общего похолодания Малого ледникового периода. На протяжении последних 100 лет наблюдается повышение уровня моря.

Анализ изученных нами разрезов донных отложений голоценового возраста свидетельствует о нестабильном уровне моря во время их образования. Полученные данные говорят о взаимной связи морских и наземных процессов, происходящих в бассейне Азовского моря, при которых трансгрессивным фазам предшествует общее увлажнение условий, а регрессивные напротив сопряжены с аридизацией климата.

Список литературы:

Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. – Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1976. – 200 с.

Дюжова К.В., Новенко Е.Ю., Ковалева Г.В., Золотарева А.Е. Результаты спорово-рыльцевого и диатомового анализа верхнеголоценовыx отложений Азовского моря // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: сб. статей. – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 178-180.

Исагулова Е.З. Палинология Азовского моря. – Киев: Наукова думка, 1978. – 88 с.

Ковалева Г.В. Обнаружение слоев с Actinocyclus octonarius Ehr. и Actinoptychus senarius (Ehr.) Ehr. в позднечетвертичных осадках Темрюкского залива (Азовское море) // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология: Мат. LII сессии Палеонтолог. об-ва РАН, 2007. – СПб.: ВСЕГЕИ. – С. 68-70.

Ковалева Г.В., Золотарева А.Е. Трансгрессивно-регрессивные этапы развития Азовского моря (по результатам диатомового анализа новоазовских отложений) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: сб. статей. – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 280-283.

Ковалева Г.В., Измайлов Я.А., Золотарева А.Е. Диатомовые водоросли из позднеголоценовых отложений Азовского моря, как индикаторы колебаний уровня водоема // Вестник Южного научного центра. – 2015. – Т. 11. –№ 1. – С. 53-62.

Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Новенко Е.Ю. Результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализа грунтовых колонок азовского шельфа // ДАН. – 2007. – Т. 416. – №2. – С. 250-255.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. – М.: Наука, 1965. – Т. 105. – 390 с.

Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхне-четвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геолог. журн. – 1973. –Т. 33. – Вып 6. – С. 91-97.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). – М.: Недра, 1984. – 556 с.

Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря. – Киев: Наукова Думка, 1974. – 246 с.

Matishov G.G., Kovaleva G.V., Novenko E.Yu., Krasnorutskaya K.V., Polshin V.V. Paleogeography of the Sea of Azov region in the Late Holocene (reconstruction by diatom and pollen data from marine sediments) // Quaternary International, 284 (2013). P.123-131.

ВАРИАЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОЗЕРАХ БЕЛАРУСИ

Е.А. Козлов

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, e-kozlov83@mail.ru

VARIATIONS OF SEDIMENTATION IN HOLOCENE BELARUS LAKES

E.A. Kozlov, Belorussian state university, Minsk, Belarus

Для анализа режимов седиментации в озерах Беларуси использованы полигоны Тиссена (диаграммы Воронина), отражающие реализацию пространственных принципов соседства. Получено 132 полигона Тиссена, каждый из которых охватывал одну точку отбора проб. Полученные полигоны укрупнены до 9 единиц (районов), обладающих комплексом индивидуальных характеристик и отвечающих требованиям к физико-географическому району (Еремина, 1982). Для них характерен ряд черт, присущих элементам ледникового комплекса рельефа. Для удобства формальной идентификации они обозначены римскими цифрами (от I до IX).

Автоматизированное сопряжение структуры ландшафтов и осадконакопления выполнено инструментами ArcGIS 10.3. Оценка общности режимов седиментации проведена в пакете SPSS STATISTICA 6.0 посредством кластерного анализа (эвклидова метрика) по 17 видам осадков для 13 крупных хроносрезов голоцена.

Режим седиментации (Козлов, 2012) представляет собой ритмичное отражение климатогенной трансформации литогенной основы ландшафта. Его проявление определено начальными морфометрическими показателями, при которых вещество мигрирует внутри классов элементарных ландшафтов (Генин, 2015), формируя звенья стока. Моделирование подобных процессов интересно с позиции устойчивости водосборов как триггерных систем.

Всего выделено 9 режимов седиментации, объединенных в 3 ветви. Для простоты анализа ветвям присвоены арабские цифры (от 1 до 3), а режимам – латинские буквы (от A до D). Ветвь 1 объединила господствующие доминирующие режимы (зональные), ветвь 2 – дополняющие (секторно-высотные), ветвь 3 – редкие переходные и реликтовые локальные.

Использование метода главных компонент ориентировано на определение господства показателя или концентрации величины. Степень концентрации определили как индекс геоаккумуляции Г. Мюллера по методике [4]:

$$Igeo_n = lg2 \times C_n / 1{,}5B_n,$$

где C_n – измеренная концентрация величины, B_n – фоновая концентрация величины, 1,5 – коэффициент учета допустимой вариаций показателя.

В соответствии с выбранным методом выдвинуто положение о наличии у соседних смежных районов схожих независимых ландшафтных и подчиненных седиментационных характеристик. К независимым характеристикам отнесены доля господствующих рода и группы видов ландшафтов, типичных урочищ, почвогрунтов по механическому гранулометрическому составу (Ландшафтная, 1984). Укажем на: 1) разновозрастность формирования геомы господствующих родов ландшафтов: озерно-ледниковых, холмисто-моренно-эрозионных, водно-ледниковых выделенных районов; 2) доминирование волнистых групп видов ландшафтов; 3) превалирование среди типичных урочищ так называемых «останцов»; 4) господство в звене мобилизации материала автономного супераквального и автономного элювиального элементарных ландшафтов, а в звене транзита – супераквального автономного и супераквального подчиненного элементарных ландшафтов. К подчиненным параметрам отнесены доли господствующих подтипа седиментации (Козлов, 2010), вида осадков, режима седиментации. Для независимых и подчиненных характеристик рассчитаны индексы геоаккумуляции. Полученные пары показателей для каждого района подвергнуты корреляционному анализу. Его результат выявил слабую связь этих показателей с $r = 0{,}388$ при $p=0{,}05$.

Связь индекса геоаккумуляции с коэффициентом вариации скоростей

Район	Кол-во точек	Δ I*geo*[1]	γ[2]	C_v[3]
I	14	0,06	±40	72,2 %
II	14	-0,06	±50	68,8 %
III	12	0,02	±55	73,1 %
IV	18	0,10	±90	66,7 %
V	15	0,03	±70	87,1 %
VI	18	0,12	±55	59,6 %
VII	10	0,00	±75	92,1 %
VIII	15	-0,02	±65	77,4 %
IX	16	-0,13	±70	93,5 %

Примечание: 1. $\Delta\ Igeo = Igeo_{\text{независимый}} - Igeo_{\text{подчиненный}}$; 2. γ – отклонение средних скоростей господствующего режима от фонового показателя, %; 3. коэффициент вариации

Поскольку появление режимов седиментации не синхронно, то оно дает право выстроить некоторую преемственность. В ней представлены четыре основные линии: 2D → 3 → 2C ↔ 1C; 2D → 3 → 2A ↔ 1D; 2D → 1B → 2B; 2D → 1B → 1A

На ранних хроносрезах голоцена режимы седиментации определяются всем комплексом параметров района и четко привязаны к родам ландшафтов, то есть соответствуют правилу начальных условий. В частности проявляется и оформляется режим седиментации 2D, на что указывалось еще (Павловская, 1994). В первые 1000-2000 лет голоцена происходит избирательная дифференциация режимов накопления, так что обрисовываются иные климатогенно-дифференцированные режимы, часть из которых существуют и до конца голоцена, не являясь при этом доминирующими. К ним можно отнести режимы 3, 2A, 2B, 2C. На современном этапе в структуре режимов седиментации преобладают 1B, 1C и 1D. Причем наиболее развитие и наибольшей завершенностью обладают режимы 1C и 1D имеющих ряд субдоминант, что указывает на регионализацию процесса, выработку инвариантных механизмов его дальнейшей эволюции. Такие условия складываются силу особенностей развития эрозионной сети: обводненности и дренажа. В районах проявления режима 1B другие режимы выражены слабо. В дальнейшем региональные черты режимов седиментации будут усиливаться. Различия в скоростях заиления приведут к проявлению в водоемах с режимом 1B режимов 2B – в силу активизации эрозии и понижения уровня грунтовых вод, и 1A – в силу убывания объемов котловин как отражения внутренних процессов развития водоема. В развитии режимов седиментации можно проследить несколько географических векторов: 1) «северный» с режимом 1B; 2) «юго-западный» с режимом 1D; 3) «южный» с режимом 1C. Данным режимам соответствуют следующие интервалы вариации скоростей в голоцене 60÷75 %, 65÷95 % и 75÷95 % соответственно.

Первый вектор (в географическо смысле – надрайон) может быть охарактеризован поступательным ростом скоростей седиментации, их умеренным отклонением от фона 40÷50 %) и величинами 0,3÷0,5 мм/г., причем типичны специфичные для территории Поозерья пики в AT-1 и SA-1. В структуре осадков характерен классический ряд (тип) по О.Ф. Якушко (1978). В структуре подтипов выражены илистый 48 %, и сапропелевый 18 % подтипы.

Второй вектор несет все те же черты, что и предыдущий, с более низким фоном скоростей 0,1÷0,2 мм/г. и их высоким отклонение от фоновых значений 70÷90 %. Относительный максимум скоростей отмечен в интервале с AT-3 по SB-2. В структуре подтипов выражены сапропелевый 35 % и глинистый 31 % подтипы

Третий вектор характеризуется неоднородостью тенденций развития скоростей седиментации, с рядом климатогенных пиков скоростей на протяжении всего голоцена. Максимальные скорости отклоняются от средних значений на 55÷75 %, достигают максимума в 0,55 мм/г. в BO-1. В подтипах седиментации они выражены, что закономерно господством сапропелевого 36 % и глинистого подтипов 33 %.

Близость показателей геоаккумуляции показывает детерминацию скоростей заиления, и хорошо согласуется с ландшафтными чертами подтипов седиментации, хотя приведенный выше показатель корреляции неве-

лик. Типичны близкие индексы геоаккумуляции независимых и подчиненных компонент |Δ|<0,05 при средних скоростях накопления 0,55÷0,70 мм/г. в режиме 1С и сапропелевым 35 %, реже глинистым 29 % подтипами накопления, торфом. На северо-западе и севере представлены относительно небольшие расхождения индексов геоаккумуляции 0,05<|Δ|<0,10 при средних скоростях накопления 0,4÷0,9 мм/г. в режиме 1В и илистым 47 % и сапропелевым 20 % подтипами накопления, торфом, сниженной вариацией скоростей накопления. На юго-востоке и востоке представлены значительные расхождения индексов геоаккумуляции 0,10<|Δ|<0,15 при средних скоростях накопления 0,65÷0,75 мм/г. с неопределенным режимом и широким распространением режима 2А, наличием трех базовых подтипов накопления, сапропелевого, илистого и глинистого, различной вариацией скоростей 60÷90 %.

Запаздывание в смене господствующих подтипов седиментации и плохая выраженность режима на юго-востоке территории Беларуси определяется не столько геомой, сколько климатогенной компонентой водного режима и стока. На остальной территории Беларуси реликтовые черты седиментации не отражаются в доминантах, здесь структура седиментации прогрессивна, и опережает юго-восток в силу особенностей сезонной динамики как минимум на 1800 лет.

Список литературы:

Еремина В.А. Физико-географическое районирование. − Минск: БГУ, 1982. − С. 14−20.

Козлов Е.А. Оценка структуры осадков и степени заполнения котловин белорусских озер / Е.А. Козлов // Вестн. Белор. го. ун-та. Сер. 2. Химия. Биология. География. − 2012. − № 3. − С. 76−81.

Генин В.А. Исследования деградации постледникового рельефа (на примере полигона УГС «Западная Березина») / В.А. Генин, Е.А. Козлов // ГИС-технологии в науках о Земле [электронный ресурс]. − Режим доступа: elib.bsu.by. − Дата доступа: 22.02.2015 г.

Природопользование, охрана окружающей среды и экономика: теория и практикум. / Под ред. А.П. Хаустова. − М.: РУДН, 2009. − С. 155−158.

Ландшафтная карта БССР. Масштаб 1 : 600 000 / Н.К. Клицунова, Л.В. Логинова, Г.И. Марцинкевич, Г.Т. Хараничева / Под ред. А.Г. Исаченко. − М.: ГУГК, 1984.

Козлов Е.А. Возможности анализа связи климат-осадконакопление для озер Беларуси в голоцене / Е.А. Козлов // Вестн. Белор. гос. ун-та. Сер. 2. Химия. Биология. География. − 2010. − № 1. − С. 81−86.

Павловская И.Э. Полоцкий ледниково-озерный бассейн: строение, рельеф, история развития. Минск: ИГН АН Беларуси, 1994. − С. 97−100.

Якушко О.Ф. Палеолимнологическая интерпретация стратиграфических комплексов озерных отложений Белоруссии в позднее и постледниковое время / О.Ф. Якушко, И.И. Богдель, В.А. Калечиц, О.К. Мельников, А.Н. Рачевский // Вестн. Белор. гос. ун-та. Сер. 2. Химия. Биология. География. − 1978. − № 2. − С. 50−53.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ БАССЕЙНА Р. ИХ-ТУЛБЭРИЙН-ГОЛ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

В.Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, kolom@gin.bscnet.ru

Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

SEDIMENTOGENESIS IN THE BASIN OF IKH-TULBERIYN-GOL RIVER DURING THE LATE QUATERNARY (NORTHERN MONGOLIA)

V.L. Kolomiets, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Бассейн р. Их-Тулбэрийн-Гол (правый приток р. Селенга) относится к Орхон-Селенгинской среднегорной области, входящей в состав Хангай-Хэнтэйской горной страны. Основными орографическими элементами региона являются положительные (хребты высотой от 1400 до 2000 м) и отрицательные (межгорные впадины и долины крупных рек, 900–1100 м) морфоструктуры. В общем плане развитие рельефа предопределено зонами протяженных глубинных тектонических разломов длительного существования, что и обусловило преимущественно северо-восточную морфоструктурную ориентировку (Геоморфология…, 1982).

Положительные морфоструктуры. Таковыми в данном районе являются два водораздельных северо-западных боковых отрога хребта Бурэнгийн-Нуруу, отделяющих долину р. Их-Тулбэрийн-Гол от долины р. Нарийн-Тулбэрийн-Гол с запада и рек Алтатын-Гол, Харганнын-Гол с востока (все правые притоки р. Селенга). Продольные оси хребтов и долин имеют северо-восточное заложение вдоль тектонических оперяющих нарушений субширотного отрезка Селенгино-Орхонского глубинного разлома.

Восточный борт долины р. Их-Тулбэрийн-Гол крутой и обрывистый. Водораздел скалистый, резкий, с цепью отдельных вершин – денудационных скал-останцов высотой до 10–15 м (абсолютная высота 1723 м), образующих зубчатый гребень шириной от 2–3 до 10–15 м. Привершинные части склонов представляют собой сплошные выходы коренных пород с крупноглыбовым элювием. Склоны в нижней части массивные разной степени расчленения, угол наклона может достигать значений 30–35° и более. Наклонные поверхности северной экспозиции крутые, сухие, южной – выположены, лучше увлажнены, имеют маломощный почвенный слой. Склоновые эрозионно-денудационные формы различного порядка хорошо выражены и перекрыты осыпными и

обвальными отложениями. Прямолинейные ущельеобразные распадки часто представляют собой формы выпахивания с порожистым узким до 1 м в поперечнике днищем. Ближе к подножию склона они приобретают V-образный поперечный профиль и новый врез глубиной 1–2 м, выполненный щебнисто-дресвяным материалом.

Западный борт долины р. Их-Тулбэрийн-Гол менее контрастен (максимальная высота 1896 м, г. Манхан-Ула). Водораздельные гребни узкие, скалистые, крутостенные и обрывистые с мелкими зубцами, соответствующие отдельным пластам и жилам коренных пород. Находящиеся в привершинной зоне склонов водосборные эрозионные воронки частично заполнены обвально-осыпными свалами. Некоторым отличием этого борта являются более глубокие и протяженные эрозионные врезы, придающие склонам перистый облик, рытвинно-овражные (в верхней части), расширяющиеся к низу с отдельными коленообразными изгибами. Подошвенная часть макросклонов отделяется от собственно днищ больших долин, занятых стационарными водотоками, предгорными шлейфами – слившимися отдельными более-менее крупными конусами выноса. Они выглядят как террасированные поверхности, ранее, возможно, целиком заполнявшие врезы на всю их ширину. Данные формы рельефа различных морфометрических параметров имеют комплексный генезис и созданы совместной деятельностью временных водотоков и склоновых процессов.

Отрицательные морфоструктуры. Долина р. Их-Тулбэрийн-Гол шириной 250–300 м имеет тектоническое заложение по разлому северо-восточного направления. Низкая пойма располагается вдоль русла реки, занимает центральную часть днища, отчасти заболочена. Высокая пойма до 1 м прослеживается вдоль обоих склонов долины, в тыловой части перекрыта наложенными конусами выноса. Меандрирующее русло реки галечного типа имеет ширину до 2–2,5 м. Для днища руч. Их-Булаг (левый приток р. Их-Тулбэрийн-Гол) характерен четкий врез шириной 100–150 м. Пойма имеет один уровень с мелкокочковатыми формами нанорельефа. Само днище в нижнем течении выработано в более древнем подгорном шлейфе, что очень заметно в устьевой части ручья.

Литологические исследования рыхлых отложений проводились на геоархеологических объектах. Наиболее информативным является разрез Толбор-4, расположенный на подгорном шлейфе левого борта долины р. Их-Тулбэрийн-Гол. Мощность пройденной выработки составляет 4,3 м, по фракционному составу она подразделяется на 14 разновозрастных слоев.

Венчающий разрез почвенно-растительный слой мощностью 0,2 м имеет голоценовый возраст. Слой 2 (глубина 0,2–0,5 м) состоит из лессовидного песчаного алеврита массивной текстуры с включениями неокатанного материала. Эмпирический полигон распределений (ЭПР) осадков соотносится с правосторонне-открытым гомомодальным двухфракционным типом. Вещество горизонта не сортировано (коэффициент сортировки Траска S_0=2,09, стандартное отклонение σ=1,29). Аккумуляция осуществлялась в среде, характеризующейся избытком энергетического потенциала при малом пути перемещения и дефиците разрушенного субстрата в стабильном состоянии тектонического фона (коэффициент асимметрии $\alpha>0$; эксцесс $\tau>0$). Высокие значения коэффициента вариации (ν=4,11) определяют склоновый генезис: вторичное переотложение эоловой пыли с последующим делювиальным сносом.

Верхние горизонты лессовидного облика – слои 3–5 (интервал 0,5–1,45 м) сложены белесоватыми, бестекстурными дресвянисто-песчаными алевритами с хаотичным наполнением обломками щебнистой размерности. Неравномерное содержание разных по крупности частиц формирует бимодальный смешанно-фракционный правосторонне-открытый тип ЭПР. Сортированность материала очень плохая (S_0=2,61–3,30; σ=2,76–4,25); модальность распределений сдвинута в сторону мелких частиц (коэффициент асимметрии Траска, $S_k>1$); эксцесс положителен (τ=7,81–24,65). Такие статистические показатели указывают на более или менее стабильную динамику вещества при укороченном пути его привноса и менее спокойный, по сравнению со слоем 2, тектонический режим. Параметры коэффициента изменчивости (ν=2,35–3,01) определяют коллювиальное происхождение описываемых слоев.

Средняя часть разреза (слои 6–8) на интервале 1,45–2,35 м выполнена плотным, субгоризонтально-слоистым щебнисто-дресвяным мелкозернистым алевропеском. ЭПР коррелируется с двухмодальным смешанно-фракционным двусторонне-полуоткрыто-открытым типом, который характеризуется полным отсутствием сортировки (S_0=3,67–6,68; σ=4,84–7,46); вариация распределений сдвинута в сторону мелких частиц ($S_k>1$); эксцесс положителен (τ=6,20–16,03). Основные параметры свидетельствуют как о перемещении субстрата на очень малое расстояние, так и устойчивости вещественного баланса, сохранявшегося во время всего цикла седиментации при условно-изменчивом тектоническом фоне – сначала в сторону некоторого послабления (слой 6), а затем – сравнительного усиления (слой 7). Показатели коэффициента вариации (ν=2,15–2,42) соответствуют склоновому генезису этих пачек.

Слой 9 (щебнисто-дресвяно-песчаная смесь массивной текстуры, бимодальный двусторонне-открытый смешанно-фракционный тип ЭПР) залегает на глубине 2,35–2,6 м. Статистические параметры устанавливают абсолютную несортированность отложений (S_0=6,32; σ=8,67), скошенность ЭПР в правую сторону ($S_k>1$) и положительный эксцесс в пределах первых единиц. Следовательно, аккумуляция происходила в обстановке заметного энергетизма ($\alpha>0$) среды при предельно малом пути транспортировки и увеличении функции тектонической и климатической составляющих процесса осадконакопления в данном регионе. Значения коэффициента вариации (ν=1,66) предполагают обязательное участие в образовании слоя свободно-текучей воды, что при большом содержании неокатанных частиц псефитовой размерности указывает на его смешанное, склоново-водное происхождение (гравитационная, делювиальная и флювиальная группы) – коллювиально-пролювиальный генотип.

Низы толщи (слои 10–12, интервал 2,6–3,65 м) сложены щебнисто-дресвяным мелкозернистым алевропеском. Особенности ЭПР и почти все показатели процесса седиментогенеза адекватны соответствующим характеристикам слоев 6–8.

Слой 13, состоящий из дресвянистого песчаного алеврита, залегает на глубине 3,65–4,0 м. Толща имеет очень плохую сортировку (S_0=2,37; σ=2,72) ввиду смешения большого количества фракций с примерно ровным содержанием щебнисто-дресвяно-псаммитовой размерности и резко изменчивым на их фоне процентным содержанием тонкообломочных частиц. ЭПР свойственна бимодальность распределений. Мода сдвинута в сторону мелких частиц (S_k>1; α>0), эксцесс плюсовой. Это указывает на стабильный динамический и тектонический фон. Генезис осадков склоновый (ν=4,06). В основании разреза на глубине 4,0–4,3 м вскрыта кора выветривания с отдельными недезинтегрированными обломками (слой 14).

Таким образом, изученная толща Толбора-4 имеет склоновый генезис осадков. Верхние горизонты лессовидного облика (слои 2–3) накапливались в условиях холодного аридного климата сартанской эпохи и претерпели воздействие лессового типа выветривания. Перенос материала осуществлялся коллювиальным, делювиальным и, возможно, ветровым путями. Тектоно-климатическая составляющая процесса аккумуляции испытывала усиление вектора дестабильности с периодичным послаблением, что нашло отражение в постепенном росте эрозионно-денудационных явлений и укрупнении средневзвешенного размера частиц осадка. Относительный максимум был достигнут при образовании слоя 6, который является репером, от которого можно наблюдать цикличность вариабельности процессов эндо- и экзогенеза при образовании слоев 6–8 и 10–12: сначала минимум, затем рост и снова небольшой спад. Наиболее яркое их проявление было достигнуто при формировании слоя 9 с самой большой размерностью частиц в разрезе и, как следствие, участием в кумуляции свободно текучей воды, что можно связать с оптимумом каргинской фазы позднего неоплейстоцена. Горизонт 13 по всей общности показателей можно соотнести с верхами разреза, образовавшегося либо в финале ермаковского, либо в начале каргинского времени.

Разрез памятника Толбор-15 вскрыт на выступе подгорного шлейфа у левого склона долины р. Их-Тулбэрийн-Гол в 2 км к югу от стоянки Толбор-4. Глубина выработки составила 2,4 м (шесть литологических горизонтов). Накопление низов толщи (слой 6 – валунно-галечно-гравийная смесь с супесчаным заполнителем русловой фации аллювиального генезиса, интервал 2,0–2,4 м) осуществлялось в условиях, близких современным. Основанием этому является высокая схожесть петрографических, морфологических и морфометрических параметров галечной размерности слоя и современного аллювия р. Их-Тулбэрийн-Гол. Данное обстоятельство однозначно указывает на сохраняющуюся принадлежность к той же самой области денудации и сноса, северо-восточное, селенгинское направление стока, общность в распределении водоразделов и близкий порядок относительных высот.

Параметры аккумуляции перекрывающего 5 слоя (гравийно-галечный мелкозернисто-песчаный алеврит и алевропесок сероватой окраски, интервал 1,35–2,0 м) склонового генезиса еще сохраняли черты динамичности, характеризовавшейся сохранением «живости» тектоно-климатической обстановки, ее температурной и влагообеспечивающей составляющей, что свойственно периодам относительных потеплений, например, каргинскому межстадиалу. Формирование облессованных верхов разреза (слои 2–4 – белесоватый песчаный алеврит на интервале 0,25–1,35 м) смешанного эолово-делювиального генезиса с наименьшей крупностью зерна осадка можно соотнести с маловлажной климатической эпохой сартана. Следовательно, литологический анализ разреза Толбор-15 позволяет сделать вывод о принадлежности всей толщи рыхлых отложений памятника ко второй половине позднего неоплейстоцена.

Список литературы:

Геоморфология Монгольской Народной Республики / Тр. совместной сов.-монгол. науч.-иссл. геол. экспедиции / отв. ред. Н.А. Флоренсов, С.С. Коржуев. – М.: Наука, 1982. – Вып. 28. – 249 с.

ТЕРРАСОВЫЙ КОМПЛЕКС БРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ЛИТОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В.Л. Коломиец[1,2], Р.Ц. Будаев[1]

[1] *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*, kolom@gin.bscnet.ru

[2] *Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия*

TERRACED COMPLEX OF BRYANKAYA BASIN (WESTERN TRANSBAIKALIA): LITHOLOGY, GENESIS AND PALEOGEOGRAPHY

V.L. Kolomiets, R.Ts. Budaev, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Брянская впадина находится в юго-западном горном обрамлении Витимского плоскогорья и приурочена к северной ветви Боргойско-Удинской цепи межгорных котловин. Морфоструктуры, окружающие впадину (хребты Цаган-Дабан, Мухор-Тала с севера и хребет Барский – с юга), протягиваются в близширотном направлении, образуют плоский широкий (до 0,5–0,8 км) водораздел с коренными обнажениями на отдельных верши-

нах, имеют массивные протяженные (до 2–4 км) склоны с реликтами нагорных террас, сформированными дефлюкционно-солифлюкционными процессами. Ниже абсолютного уровня 1200 м широко распространены эоловые пески и супеси.

Брянская впадина приурочена к бассейнам рр. Илька и Брянка (левые притоки р. Уда). Она ориентирована на северо-восток вдоль р. Брянка длиной 25 км и шириной отдельных участков до 15 км. Террасовый комплекс развит вдоль присклоновой части впадины, его фрагменты имеют следующие относительные высоты: I – 5–7 м, II – 10–12 м, III – 20 м, IV – 25 м, связанные преимущественно с речными отложениями и частично сохранившимися следами зон почвообразования. В устьевой части р. Брянка впадина сочленяется с Удинской котловиной, занятой долиной р. Уда.

В 6 км на юго-восток от с. Усть-Брянь до глубины разреза 18,7 м изучен уступ 25-метровой надпойменной террасы (разрез Усть-Брянь). В целом она сложена псаммитовым материалом мелко- и крупно-среднезернистой структуры (средневзвешенный диаметр частиц x=0,22–0,62 мм) субгоризонтального и слабоволнистого залегания с маломощными линзами и карманами песка крупно- и грубозернистого с включениями гравийных частиц преобладающего светло-коричневого цвета (рис.). В структурно-текстурном отношении толща подразделяется на восемь литологических горизонтов.

Сортировка осадка – от хорошей до умеренно-плохой (стандартное отклонение σ=0,15–0,69). Хорошая отсортированность соответствует достаточной длине транспортировки субстрата перед его отложением в условиях слаботурбулентной подвижной среды. С ухудшением показателей сортированности происходило сокращение пути перемещения материала без должной его обработки в обстановке увеличения динамики седиментации. Асимметрия (коэффициент асимметрии α>1) с местоположением моды осадка в левой части эмпирического полигона распределений, смещена в сторону больших по размеру частиц и, следовательно, определяет лучшую трансформацию крупнозернистой части гранулометрического спектра в сравнении с тонкозернистой, а также преобладанием крупного зерна в породе. Эксцесс положителен (τ=0,40–14,34), что указывает на определенную тектоническую стабильность, доставку малых порций субстрата и превышение скорости его обработки над поступлением. Величины коэффициента вариации находятся в поле от 0,8 до 1,18, что сопоставимо с областью речного (ν>0,8) происхождения.

Привнос материала в седиментационный бассейн происходил за счет преимущественно естественных блуждающих потоков равнинного (число Фруда Fr<0,1) реже полугорного типов (0,1<Fr<0,3) с площадью водосбора >100 км^2. Скорости водотоков при этом не превышали значений: сдвига – 0,39 м/с, отложения – 0,25 м/с, течения – 0,59 м/с. Динамика потока характеризовалась переходным типом между ламинарным и турбулентным режимами осадконакопления (0,1<x<1,0), транспортировкой частиц путем качения, волочения (x>0,35) и сальтационным способом (0,1<x<0,35). Уклоны водного зеркала составляли 0,2–1,9 м/км, максимальные глубины: 0,3 м – в меженный и 1,3–4,0 – в паводковый периоды, ширина русел в фазу самого высокого заполнения водой до выхода на пойму изменялась в пределах 12–90 м. Критерий устойчивости русел (φ) определяет их малоподвижный (<100 единиц) характер и не способность к осуществлению масштабных русловых преобразований. По своим гидродинамическим особенностям потоки палеобрянского водосбора находились в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (чистое, прямое в плане, незасоренное земляное русло со свободным течением, коэффициент шероховатости n>36). По фациально-генетическому типу пески относятся к прирусловым фациям.

Разрез Заиграево расположен на правобережье р. Брянка на юго-восточной окраине с. Заиграево. Представлен 20-метровой надпойменной террасой р. Брянка. Толща до глубины разреза 20,5 м сложена промытыми светло-коричневыми и коричневато-серыми разнозернистыми песками (x=0,15–0,97мм) с прослоями и линзами гравия, мелкой гальки 1–2 класса окатанности (рис.). Текстура субгоризонтальная, слабонаклонная. В верхней части толщи террасы имеют место два горизонта погребенных почв. Нижняя почва (интервал 1,4–1,75 м), по всей видимости, сформировалась на заключительном этапе речного осадкообразования, а верхняя почва (выклинивающийся горизонт в 40 м к юго-востоку от основного разреза на глубине 1,1–1,5 м) – в субаэральных условиях после эрозионного расчленения террасы. На интервале 11,0–11,2 м найдена кость крупного млекопитающего. На основании гранулометрического анализа здесь выделено 14 литологических горизонтов. Генезис осадков – аквальный, речной, что подтверждается параметрами коэффициента вариации ν=0,80–1,48, полностью совпадающими с полем однонаправленных стационарных водотоков с сезонными колебаниями дебита стока (0,8<ν<2,0).

По палеопотамологическим данным водотоки, доставлявшие в бассейн седиментации дезинтегрированный субстрат, имели поверхностную скорость течения 0,35–0,71 м/с, срывающую скорость, приводящую в движение осадочный материал, 0,28–0,45 м/с, придонную скорость отложения, при достижении которой происходила аккумуляция влекомого вещества, 0,18–0,29 м/с. Уклон водного зеркала равнялся 0,11–3,14 м/км, ширина – от 5 до 55 м. Высота водного столба могла составить 3,8 м, что по гидрологическим закономерностям является необходимым условием для переноса самого крупного субстрата. Слабоподвижное (φ-критерий устойчивости <100 единиц) русло постоянного водотока равнинного (Fr=0,02–0,10), реже полугорного (Fr=0,11–0,22) типов характеризовалось благоприятными условиями состояния ложа и течения воды. Энергетика потока имела переходный тип между турбулентным и ламинарным гидрологическими режимами накопления речных наносов.

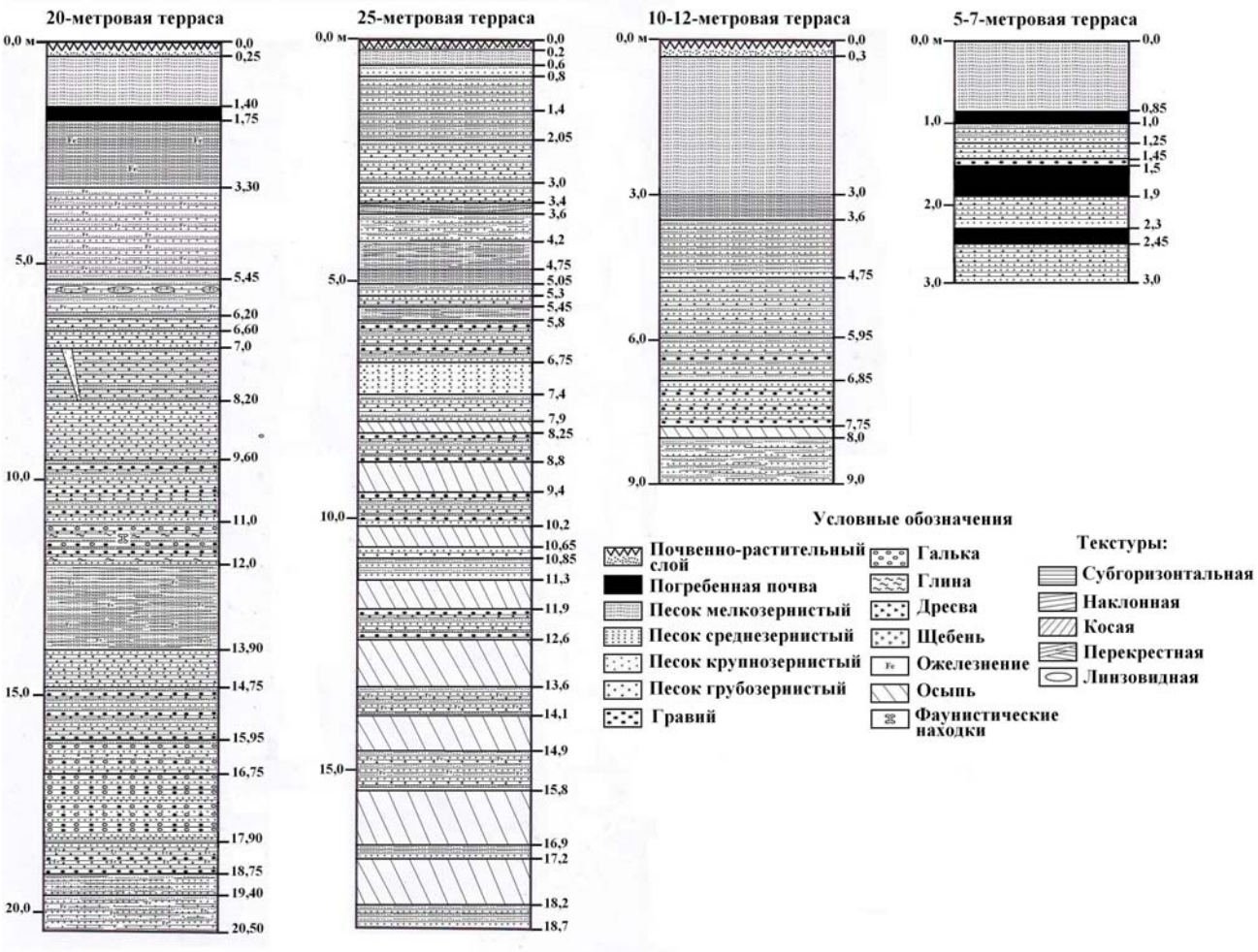
Разрез Старая Брянь расположен в долине р. Брянка в 1 км к юго-востоку от с. Старая Брянь. У подножья правого борта долины сохранились фрагменты 10–12 и 5–7-метровых надпойменных террас. Низкая терраса прислонена к более высокой. 10–12-метровая терраса (семь литологических слоев) сложена промытым тонко-мелкозернистым, мелкозернистым песком (x=0,08–0,98 мм) светло-коричневого цвета с прослоями и линзовид-

ными скоплениями средне-крупнозернистого песка, отдельными линзами разноразмерного гравия. Текстура преимущественно субгоризонтальная.

Набор статистических характеристик отложений описывает их как главным образом хорошо сортированные (σ=0,06–0,21), асимметричные (α>0) с нахождением моды в поле крупных частиц, что свидетельствует о возрастании динамики среды седиментации. Эксцесс положителен в пределах первых десятков – сотен единиц и определяет стабильные тектонические условия осадконакопления при устойчивом поступлении материала и динамической обработке. Коэффициент вариации песков (ν=0,8–1,0) свидетельствует об аллювиальном генезисе с примесями фаций пролювиального происхождения (ν>2,0)..

Формирование осадков могло осуществляться блуждающим, средним по величине водотоком равнинного (Fr<0,1) типа с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора >100 км^2) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды (n>40). Палеорусло имело уклон 0,2–1,2‰, скорость транспортировки частиц 0,27–0,45 м/с, придонную скорость отложения 0,17–0,29 м/с, поверхностную скорость течения воды 0,29–0,71 м/с, максимальную глубину в меженный период 0,25–1,4 м и 1,7–4,6 м в половодье при ширине в период полного заполнения его водой 10–80 м. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации – русловым нестрежневым фациям.

5–7 метровая терраса выполнена светло-коричневым слабо промытым тонкозернистым песком с прослоями крупно-грубозернистого песка (рис.). До глубины разреза 2,5 м толща содержит три горизонта погребенных почв (интервалы 0,85–1,0, 1,5–1,9 и 2,3–2,45 м).



Разрезы террасового комплекса р. Брянка.

Таким образом, изученный террасовый комплекс Брянской впадины имеет речной генезис и по своему происхождению сопоставим с террасовым комплексом р. Уда в ее среднем течении в пределах Удинской впадины, который по своим структурно-текстурным особенностям также имеет аллювиальное происхождение и образовался в позднем неоплейстоцене (Будаев, Коломиец, 2013). Следовательно, в это время Удинская и Брянская впадины были уже суходольными и не подвергались влиянию ингрессии байкальских вод, вызванной тыйской фазой тектонической активизации, проявившейся 150–100 тысяч лет назад и ознаменовавшей переход к ангарскому (современному) стоку вод озера Байкал (Мац и др., 2001).

Список литературы:

Будаев Р.Ц., Коломиец В.Л. Осадочные толщи Гусиноозерско-Удинской ветви межгорных впадин Западного Забайкалья в неоплейстоцене (литология, генезис и палеогеография) // Отечественная геология. – 2013, – № 3. – С. 47-54.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.

КАМОВЫЕ ТЕРРАСЫ АУТСКОЙ И ДОЛГОЕ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН СЕВЕРНОЙ БЕЛАРУСИ

С.М. Колошич
Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь, sergey_1695@mail.ru

THE KAME TERRACES OF AUTA AND DOLGOE GLACIAL VALLEYS IN NORTHERN BELARUS

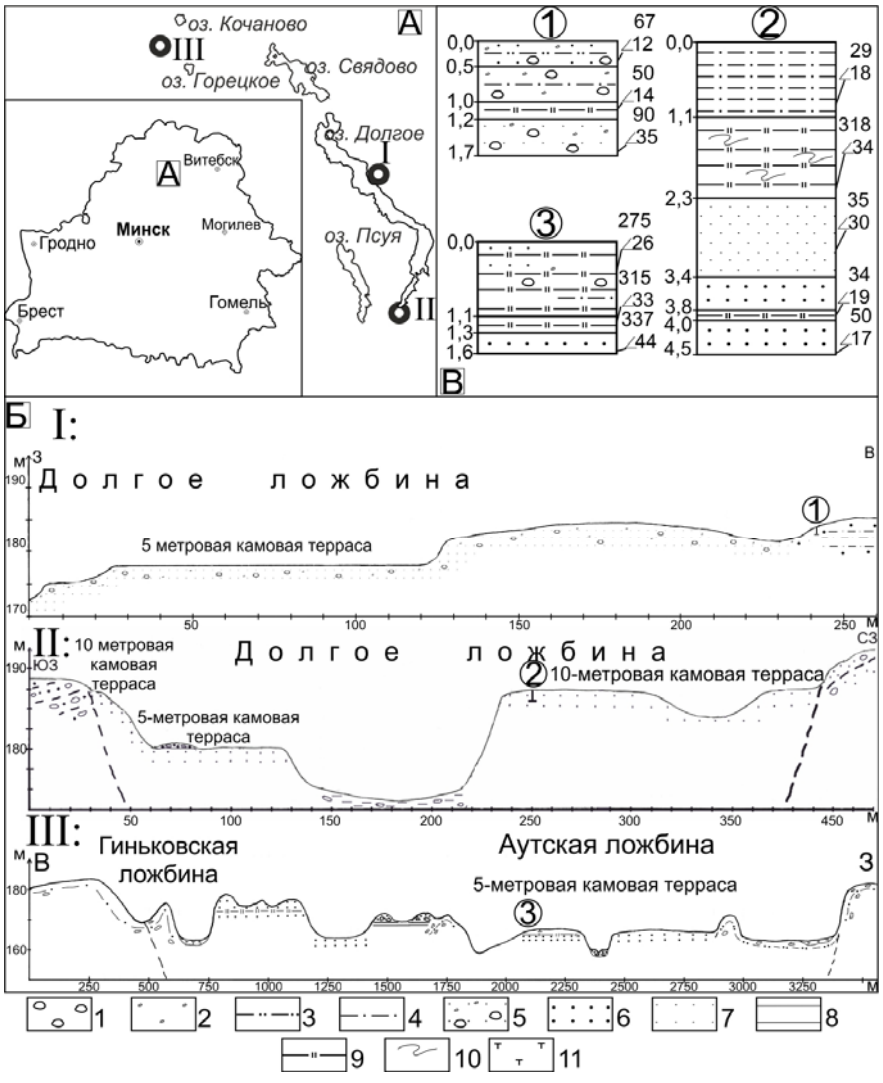
S.M. Koloshich, Belarusian State University, Minsk, Belarus

Камовые террасы являются весьма примечательными формами рельефа ледниковых ложбин. Изучение террас имеет важное научное и практическое значение. Их исследование помогает полнее раскрыть историю и процессы формирования ледниковых ложбин и озерных котловин, понять закономерности стока талых ледниковых вод на этапе деградации ледников. Вместе с тем, они являются вместилищами нерудных полезных ископаемых, таких как строительные пески, глины и др.

Исследовались камовые террасы субгляциальной водно-эрозионной ложбины Долгое и Аутской ложбины ледниковой экзарации и выдавливания, расположенных в области Белорусского Поозерья (Северная Беларусь). Эти ледниковые ложбины пересекают вкрест простирания цепи грядово-холмистого рельефа восточной части Свентянских краевых ледниковых гряд. Аутская и Долгое ложбины имеют протяженность 10–12 км, и ориентированы с северо-востока на юг и юго-запад. В плане обе ложбины имеют слабоизвилистую форму, неодинаковую ширину (Матвеев и др., 1988). Участки сужения ложбин связаны с местами пересечений ими цепей грядово- и мелкохолмистого рельефа Свенцянских гряд. Ложбины пересекают не менее трех цепей краевого рельефа, расстояние между которыми составляет 1–3,5 км.

В отношении места и времени образования ложбины тяготеют к осевой части Аутского ледникового языка Дисненской лопасти витебской фазы поозерского (валдайского) оледенения (Комаровский, 2009). В рельефе ложбины имеют V-образный поперечный профиль, местами их склоны осложняют иньективные моренные холмы. Обе ложбины в своих устьях имеют обширные флювиогляциальные дельты. У Аутской ложбины они сложены в основном песчаным и песчано-гравийным материалом. У Долгое ложбины дельтовые отложения расположены на межозерной перемычке между оз. Долгое и оз. Шо (рис.).

Камовые террасы в основном прослеживаются на западных и восточных склонах ложбин. Отдельные фрагменты террас встречаются также в пределах дна ложбин. Обычно террасы ориентированы вдоль направления ложбин. Протяженность террас составляет 80–150 м, ширина − 60–100 м. В местах подмыва р. Аутой террасы сужаются до 20–40 м. Относительная высота террас над дном ложбин достигает 5–10 м.



Расположение и структура камовых террас в пределах Долгое и Аутской ледниковых ложбин: А – схема расположения камовых террас; Б – геолого-геоморфологические поперечные профили: I – восточного склона Долгое ложбины; II – ее южной части; III – Аутской ложбины, В – геологические разрезы камовых террас; 1 – поверхность склонов ложбин; 2 – гравий и мелкие валуны; 3 – галька; 4 – суглинок; 5 – супесь; 6 – песчано-гравийная смесь; 7 – песок мелкозернистый; 8 – песок тонкозернистый; 9 – глина; 10 – алеврит; 11 – знаки ряби; 12 – торф; элементы залегания: 337°∠44° – азимут простирания и угол падения слоев. Цифрами 1–3 в кружках на врезках Б и В показаны геологические обнажения террас.

В пределах склонов ложбин выделяются две камовые террасы. Первая терраса имеет относительную высоту 5 м, а вторая – 10 м. Поверхность площадки 5-метровой террасы находится на абсолютных отметках 170–180 м. 10-метровая терраса расположена в пределах 180–185 м. Камовые террасы представляют собой выровненные площадки, имеющие пологий в 1–3° наклон к центру ложбин и отчетливые склоны. Склоны, как правило, крутые, местами почти отвесные. Бровка террас отчетливая плавно переходит в площадку. Поверхность площадок нередко осложняют невысокие около 1–2 м холмы и западины глубиной до 2 м.

В строении 10-метровой террасы участвуют преимущественно пески серо-желтого и желто-серого цвета, мелко- и тонкозернистые. Они переслаиваются между собой, а также с линзами песчано-гравийной смеси серо-бурого цвета и светло-бурых алевритов. Для останцев 5-метровой террасы на дне ложбин характерно преобладание светло-бурых алевритов. В пределах склонов ложбин в ее строении главную роль играют песчано-гравийные смеси. Мощность прослоев в террасах колеблется от 0,2 до 2 м. Косая слоистость в песках ориентирована по различным азимутам, преимущественно в северо-восточном, западном и юго-западном направлениях и наклонена под углами 15–30°.

Судя по литологическому составу, ориентировке косых серий отложений и морфологии камовые террасы в пределах Долгое ложбины и Аутской ложбины имеют схожее происхождение. В обеих ложбинах террасы имеют флювиогляциальную природу и отражают финальную стадию расконсервации ледниковых ложбин от мертвого льда. Формирование камовых террас Долгое ложбины происходило в результате стока талых ледниковых вод на контакте между мертвым льдом, заполняющим ложбину, и моренным склоном ложбины. В свою очередь камовые террасы в пределах дна Аутской ложбины связаны со стоком талых ледниковых вод внутри тела омертвевшего ледника в сквозных проталинах с ледяными стенками. Эти данные следует учитывать при проведении геологической съемки, палеогеографических реконструкциях и поисково-разведочных работ на природные строительные полезные ископаемые.

Список литературы:

Комаровский, М.Е. Палеоложбины Белорусского Поозерья / М.Е. Комаровский. – Минск: БГУ, 2009. – 183 с.
Матвеев А.В., Гурский Б.Н., Левицкая Р.И. Рельеф Белоруссии / Минск: Университетское, 1988. – 320 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ В РАЙОНЕ СУМОЗЕРСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (КАРЕЛИЯ)

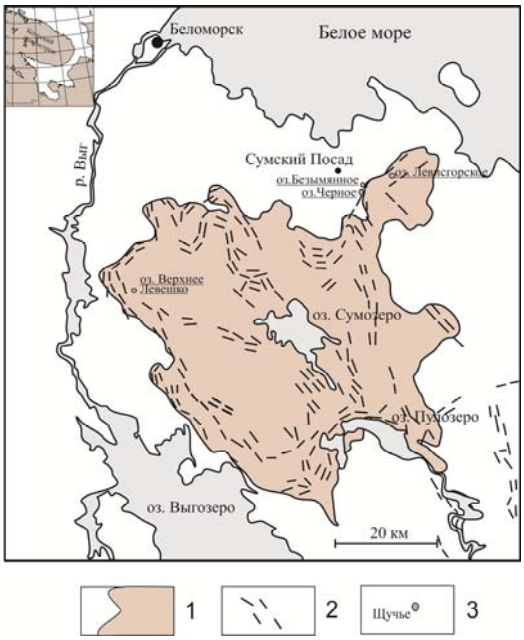
В.В. Колька[1], О.П. Корсакова[1], Н.Б. Лаврова[2], Т.С. Шелехова[2]
[1]Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, kolka@geoksc.apatity.ru
[2]Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

PALEOGEOGRAPHY OF THE WHITE SEA COAST IN THE SUMOZEROUPLAND AREA (KARELIA)

V.V. Kolka, O.P. Korsakova, Geological institute, KSC RAS, Apatity, Russia;
N.B. Lavrova, T.S. Shelekhova, Institute of Geology, KRC RAS, Petrozavodsk, Russia

В работе рассматривается северная часть Поморского берега и прилегающая к ней Сумозерская межлопастная (островная) ледниковая возвышенность, относящаясяк зоне распространения краевых образований невской стадии (12.5 – 11.8 тысяч ^{14}С-лет назад (тыс. л. н.)) развития поздневалдайского ледника (Ekman,Iljin, 1991). ***Район исследования*** (рис.) находится в пределах Беломорской и частично Карельской провинций Фенноскандинавского кристаллического щита, где новейшие тектонические структуры в целом наследуют древние докембрийские структуры. Распространение верхнечетвертичных ледниковых, водноледниковых, морских осадков обусловлено положением районана границе взаимодействия Восточно-Карельской и Беломорской ледниковых лопастей (Демидов, 2005) на беломорском побережье и вблизи его. На стыке двух ледниковых областей в результате подледниковой, внутриледниковой и периферийной маргинальной аккумуляции был сформирован гляциоморфологический комплекс, в рельефе выраженный Сумозерской межлопастной (островной) аккумулятивной возвышенностью. Она имеет ярусное строение.Наиболее высокими частями являются центральные зоны, которые опоясаны тремя полосами-ярусами развития ледникового и водноледникового рельефа разной сохранности, абсолютные высоты поверхностей которых последовательно снижаются. Ярусыразделены отчетливо выраженными маргинальными склонами, либо краевыми грядами, либо участками ориентированного холмисто-грядового краевого рельефа (Лукашов, Экман, 1980).

В ***задачи исследования*** входило литологическое и биостратиграфическое изучение донных осадков озер, расположенных на разных ярусах Сумозерской возвышенности и на прилегающей к ней Прибеломорской низменности, определение палеогеографических особенностей их развития. Были изучены и проанализированы осадочные последовательности из четырех озерных котловин (рис.):оз. Верхнее Левешко на верхнем ярусе (120-80 м н.у.м) рельефа близ западной оконечности возвышенности, оз. Левисгорское на нижнем ярусе рельефа (80-40 м н. у. м.) в северо-восточной части возвышенности,озера. Черное и безымянное с абсолютной отметкой уреза воды 28 м н.у.м. в непосредственной близости к Сумозерской возвышенности на Прибеломорской низменности.



Положение района исследований. Условные знаки: 1 – Сумозерскаямежлопастная (островная) возвышенность; 2 – краевые образования (гряды, холмисто-грядовый рельеф, маргинальные склоны); 3 – изученные озера.

Литолого-стратиграфическое изучение осадков показало, что их накопление во всех котловинах начиналось не раньше молодого дриаса. Об этом свидетельствуют и радиоуглеродные датировки, и данные спорово-пыльцевого анализа. Осадочные последовательности имеют двучленное строение. Нижняя часть представлена алевритами, песками, с включениями гравия и органики. Мощность этой кластогенной части разрезов в котловинах, расположенных вне возвышенности, составляет около 15 см с кровлей на 20-18 м н.у.м. В котловинах, расположенных на нижних ярусах возвышенности, ее мощность низкая (10 см), на верхних она увеличивается до 1 м. Верхняя часть представлена гиттией (сапропелем), мощность которой в котловине оз. Верхнее Левешко превышает 5 м, а в остальных котловинах составляет несколько десятков сантиметров. По спорово-пыльцевым данным накопление нижней части осадочных последовательностей происходило в условиях холодного и сухого климата позднего дриаса и более влажного и теплого климата пребореала. Выше по разрезам, в органогенной толще, отмечается появление термофильных элементов. Нигде нет признаков значительного похолодания климата. Все перечисленные факты ставят под сомнение принадлежность краевого гляциоморфологического комплекса Сумозерской возвышенности к более древней стадии развития оледенения.

Вопрос о седиментации в озерах, расположенных на нижнем ярусе Сумозерской островной возвышенности и на границе островной возвышенности с приморской равниной, следует рассматривать в контексте вопроса***о положении верхней морской границы***. Известно, что положение верхней морской границы на Карельском и Поморском берегах Белого моря сильно варьирует. Так в районе Чупа, расположенном примерно в 220 км севернее Сумозерской возвышенности, верхняя морская граница находится на высоте около 100 м н.у.м.; в районе Кузема, в 120 км на С-СЗ от исследуемого района, она расположена примерно на 70 м н.у.м. (Колька и др. 2012). На Соловецких островах морские осадки в донных отложениях малых озер отмечены только на отметках 17 м н.у.м (Субетто и др., 2012). Такие значительные различия связаны с неравномерным неотектоническим поднятием разных частей побережья в голоцене по мере снятия ледниковой нагрузки.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений всех изученных озерне обнаружена пыльца галофитов, которая присутствуют в морских отложениях Карельского берега Белого моря, т.е. свидетельств морской седиментации не установлено. Однако во всех изученных разрезах нижние горизонты песков, глин и алевритов содержат незначительное количество морских и солоноватоводных форм диатомовых водорослей, возможно переотложенных из осадочного покрова водосборов. Характер седиментации в изученных котловинах возможно напрямую не связан с трансгрессивно-регрессивнымиперемещениями береговой линии моря, он обусловлен колебаниями климата и природной обстановкой на отрогах возвышенности после освобождения данной территории от ледника, где глыбы мертвого льда таяли, вероятно, вплоть до начала бореального времени.

Главные палеогеографические выводы, которые следуют из данных изучения донных отложений, их литологии, стратиграфии, содержащихся фоссилий пыльцы и диатомовых водорослей, состоят в том, что (1) краевой комплекс рельефа, в состав которого входит Сумозерская островная возвышенность, окончательно сформировался не в невскую стадию развития оледенения, а в более позднюю стадию Сальпаусселька (поздний дриас); (2) осадконакопление в позднем дриасе на нижнем ярусе Сумозерской возвышенности и прилегающей равнине осуществлялось в условиях приледникового водоема, в состав которого входили все изученные озера, кроме оз. Верхнее Левешко, находящегося на верхнем ярусе возвышенности и являвшегося в позднем дриасе водоемом интрагляциальной зоны; (3) после реактивации ледникового фронта при похолодании позднего дриаса более ранняя дегляциация имела место в пределах возвышенности,биогенное осадконакопление в котловинах озер началось в пребореале – около 10 тыс. л.н. в пределах Сумозерской возвышенности и 8-9 тыс. л.н. на приморской равнине; (4) отсутствие морских и переходных фаций донных отложений в осадочных последовательностях, наличие зеленых водорослей Pediastrum в нижних частях изученных разрезов, а также пресноводный состав диатомовой флоры с незначительной примесью переотложенных солоноватоводных форм свидетельствует, что в местных условиях отмелого берега Онежского залива до конца пребореала здесь существовал пресноводный бассейн, значительное осолонение которого имело место уже после изоляции изученных озерных котловин.

Список литературы:

Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера// Геология и полезные ископаемые Карелии. –Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. – Вып.8. – С.. 134-142

Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Доклады академии наук. – 2012. – 442. – № 2. – 263–267.

Лукашов А.Д., Экман И.М. Деградация последнего оледенения и некоторые особенности маргинальной и островной ледниковой аккумуляции в Карелии // Природа и хозяйство Севера. – Вып. 7. – Мурманск: Мурманское книжное издательство, 1980. – С. 8-20.

Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицин А.П., Евзеров В.Я., Беек П.ван, Суо М., Субетто Г.Д.. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады академии наук. – 2012. – Т. 446. – №2. – С. 183-190.

Ekman I.,Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R and adjacent areas // Eastern Fennoscundian Younger Dryas End Moraines: Excursion Guide (Eds. RainioH., SaarnistoM.).Geological Survey of Finland: Espoo. – 1991. – P. 73-101.

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КАЙНОЗОЯ КЫЗЫЛСКОЙ ВПАДИНЫ

В.М. Колямкин, Т.Г. Прошина
ОАО «Красноярскгеолсъемка», Красноярск, Россия, Koljamkin@Yandex.ru, 227479@mail.ru

A REFERENCE SECTION OF THE CENOZOIC DEPRESSION KYZYL

V.M. Kolyamkin, T.G. Proschina, Krasnoyarsk Geological Survey (Krasnoyarskgeols'yomka), Krasnoyarsk, Russia

В 2011 году были начаты работы по ГДП-200 листа N-46-XXXV (Уюк). В итоге на лист впервые была составлена карта неоген-четвертичных образований масштаба 1:200 000, удовлетворяющая требованиям к картам второго поколения. На основании большого количества спорово-пыльцевых анализов, выявлено, что климат района на протяжении плиоцена-неоплейстоцена был всегда более теплым, чем современный. Более холодным он был только в самом начале голоцена. Были выделены характерные эоплейстоценовые и плиоценовые спорово-пыльцевые спектры, которые позволили уверенно стратифицировать отложения этого уровня на площади листа. Выяснено, что террасы рек сложены разновозрастными осадками, часто имеют эрозионный характер и при этом не несут чехла коррелятного аллювия. Проблематичной осталась стратификация осадков, слагающих среднюю и нижнюю части новейшей толщи в разрезе впадин (Семенов и др., 2013).

С выходом на ГДП-200 листов M-46-V (Кызыл) и N-46-XXXIV (Туран), этот вопрос встал гораздо острее, в связи с широким развитием в пределах Кызылской и Турано-Уюкской впадин мощных кайнозойских толщ, имеющих широкое латеральное распространение. Здесь не одной сотней разведочных, поисковых, гидрогеологических и прочих скважин были вскрыты 20-230 м разрезы кайнозоя, описание керна которых проведено во многом схематично, формально и они остались не изученными палинологически.

Выход из этого положения нами виделся в комплексном изучении разреза по керну скважины, пробуренной в Кызылской котловине. Она могла бы стать опорной и послужить эталоном при расчленении разрезов остальных скважин. Недофинансирование работ по ГДП-200 не позволило нам провести буровые работы. Тем не менее, такая скважина нашлась и, благодаря помощи ООО «УлугХемУголь» (гендиректор Брокерт А.В., геолог Петелин П.Г.), нами в ноябре 2013 г. был изучен керн скважины №80, пробуренной в 34 км юго-западнее г. Кызыл в 2012г.

В геоморфологическом отношении скважина №80 приурочена к верхней части склона депрессии соединяющую озеро Хадын и р.Элегест. Здесь на абсолютной отметке 715 м был вскрыт следующий разрез (описание по Т.В. Саламановой с небольшими изменениями, сверху вниз):

1.Супесь коричневая ……4
2.Галечно-щебнистые отложения, связанные супесью бурого цвета, прослои песчано-гравийно-галечных отложений……22,6
3.Глины, суглинки коричневые, красно-коричневые, бурые слоистые…… ……46,4
4.Галечно-щебнистые отложения……..……1,0
5.Супеси темно-коричневые, коричневые, в подошве до песка…….……47,0
6.Галечно-щебнистые отложения……1,0
7.Супеси темно-коричневые……..……3,5
8.Галечно-щебнистые отложения, прослоями конгломераты, галечники коричневато-бурые, красновато-коричневые, розовато-бурые……6,6
Всего……...……132,1 м.

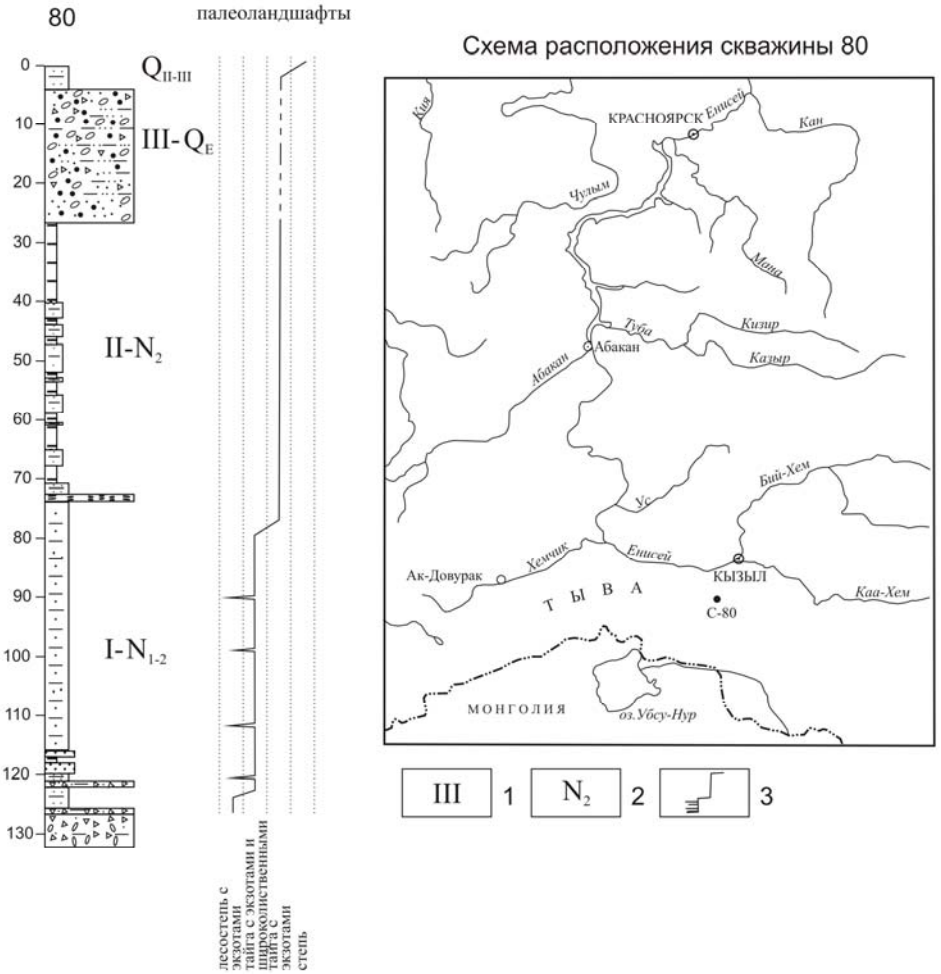
Керн скважины был опробован через 1-3 м и направлен на спорово-пыльцевой и полный литологический анализы.

Ниже приводятся результаты спорово-пыльцевого анализа, проведенного палинологом Т.Г. Прошиной.

Спорово-пыльцевой анализ отложений, вскрытых скважиной 80 показал, что за время накопления толщи растительность не испытывала существенных изменений. Тем не менее, можно выделить несколько этапов в ее развитии (рис.).

Спектры первого этапа (125-76 м) бедны в видовом и количественном отношениях. Среди древесных растений доминируют хвойные породы *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Pinus* s/g *Diploxylon*, *Picea, Abies,* реже *Tsuga*. Отмечены единичные зерна широколиственных пород – *Ulmus, Corylus, Tilia*. На этом этапе седиментации периодически происходила кратковременная аридизация климата, что отражалось в увеличении содержания в спектрах ксерофитной растительности Chenopodiaceae*, Artemisia, Ephedra*. В низах интервала присутствует многочисленная мелкая минерализованная пыльца трехбороздного типа, по морфологическим признакам напоми-

нающая пыльцу полыни. Среди споровых растений постоянна *Selaginella sanquinolenta*. Подобные спектры по М.А. Сотниковой (Сотникова, 1971) известны в красно-бурых плотных вязких глинах позднемиоцен – раннеплиоценового возраста на территории Калбы в Восточном Казахстане. Отличие их – в составе древесной группы растений. В казахстанских спектрах преобладают пыльца лиственных пород (*Betula*), а в тувинских – хвойных. О.В. Матвеева (Матвеева, 1960) отмечает, что береза в Туве имеет ограниченное распространение и встречается больше как примесь к хвойным лесам, поэтому в спорово-пыльцевых спектрах ее содержание незначительно. Это можно связать с провинциальными особенностями растительного покрова. Учитывая это можно предположить время отложения осадков в интервале 125-76 м поздним миоценом – ранним плиоценом. Небольшое участие теплоумеренных видов тургайской флоры в данных спектрах, видимо, связано с уже установившимся резко континентальным климатом, связанным с началом зарождения гор (неотектонический этап) и изменением вследствие этого глобальной циркуляции атмосферы.



Разрез опорной скважины 80, восстановленные палеоландшафтные условия по данным палинологии. 1 – циклы осадконакопления, 2 – время осадконакопления по данным палинологии, 3 – палеоландшафтная кривая

В спектрах второго этапа (интервал 76,0-26,0 м) сохраняется видовой состав, характеризующий таежную растительность с примесью тсуги. Полностью исчезают третичные широколиственные экзоты. Появляются формы близкие современным видам сосен. По-видимому, это связано с некоторым похолоданием климата, тем не менее, он был более мягким, чем современный. Л.А. Крупениной (Крупенина, 1985) были выделены аналогичные спорово-пыльцевые спектры из среднеплиоценовых озерных глин и подстилающих их аллювиальных галечников северной Монголии. Подобные спектры сосновых лесов без участия широколиственных пород характерны также для древнего аллювия долин рек Хут и Ожу (Семенов и др., 2013). Возраст формирования отложений второго этапа в интервале 74,0-26,0 м отнесен нами к плиоцену.

Из галечно-щебнистых отложений третьего этапа (интервал 26-4 м) выделены спорово-пыльцевые спектры таежного типа. Здесь среди древесных пород (79,6%) преобладают сосны *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Pinus* s/g *Diploxylon*, с примесью близких современным *Pinus sibirica, Pinus silvestris,* исчезает тсуга. Травянистые и споровые растения немногочисленны – *Artemisia*, Chenopodiaceae, Asteraceae*, Scabiosa, Selaginella sanquinolenta.* Данный спектр близок спектрам, выделенным ранее из эоплейстоценовых отложений на Уюкской площади (Семенов и др., 2013). Время формирования осадков данного интервала относится нами к эоплейстоцену.

В спорово-пыльцевых спектрах таежного типа из субаэральных супесей верхней части разреза (0-4 м) присутствуют виды сосновых современного облика. В большом количестве встречается пыльца ели. Видимо, формирование растительных сообществ происходило в оптимальную фазу второй половины неоплейстоцена.

Таким образом, результаты спорово-пыльцевого анализа позволили наметить основные временные рубежи накопления озерных и озерно-речных толщ Кызылской впадины.

К сожалению, полный литологический анализ проб к настоящему моменту еще не проведен и планировавшаяся характеристика вещественного состава осадков, не может быть приведена.

Хорошая изученность разреза скважины №80 спорово-пыльцевым анализом позволила выделить характерные спорово-пыльцевые комплексы и расчленить мощную толщу кайнозоя на несколько разновозрастных горизонтов, с учетом результатов полного литологического анализа это позволит с большей степенью надежности производить расчленение имеющихся разрезов глубоких скважин в пределах впадин Тувы.

Список литературы:

Сотникова М.А. Споры и пыльца олигоценовых и миоценовых отложений Калбы (Восточный Казахстан) – В кн. Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971. – С.132-136.

Матвеева О.В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений предгорий Алтая, горных районов Восточного Алтая и Западной Тувы. Труды ГИН АН СССР, вып.31, 1960. – С.85-112.

Крупенина Л.А. Палинологическое изучение плиоцен-четвертичных отложений в северной части Монгольской Народной Республики. – В кн.: Палинология четвертичного периода. М., Наука, 1985. – С.68-94.

ЛЕДНИКОВЫЕ ЛОЖБИНЫ БЕЛАРУСИ И ИХ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

М.Е. Комаровский, Е.В. Хилькевич
Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь,
mkomarovskiy@mail.ru, katya.xilk@list.ru

GLACIAL VALLEYS OF BELARUS AND THEIR MORPHOGENETIC CLASSIFICATION

M.E. Komarovsky, E.V. Khilkevich, Belarusian State University, Minsk, Belarus

Ледниковые ложбины − составная часть рельефа территории Беларуси. Многие из них погребены под покровом четвертичных отложений и являются наиболее отчетливо вы-раженными формами субчетвертичной поверхности. Они представляют собой большой набор разнообразных отрицательных форм, возникших позади края ледниковых щитов.

Ледниковые ложбины Беларуси являются частью более обширной сети ледниковых отрицательных форм древнеледниковой области Европы. В исследуемом регионе они размещены в основном в макропонижениях и на участках развития краевого ледникового рельефа области Центрально-Белорусских возвышенностей и гряд, Белорусского Поозерья и Поднепровья. Следует отметить, что макроложбины в Беларуси соединяются с аналогичными понижениями на территории Прибалтики и северо-запада Российской Федерации и образуют неразрывные системы экзарационных макропонижений протяженностью более 550 км (Исаченков, 1982).

В локализации ложбин в значительной степени проявляется связь с разломами, характером геологического строения и рельефа ледникового ложа и развитием оледенений. Главные поля развития ледниковых ложбин сосредоточены над выступами твердого субстрата, перекрытого податливыми отложениями. К таким, прежде всего, относится Белорусская антеклиза. Среди ложбин по морфологии поверхности, размерам и заполнению выделяются троговые, котловинные, каньонообразные рытвины, ложбины-ванны, сещи и сложные, включающие сочетание вышеназванных типов.

Ледниковые ложбины заполнены литологически и генетически разнородными отложениями наревского (донского), березинского (окского), припятского (днепровского), а на севере Беларуси − и поозерского (валдайскую) ледниковых горизонтов. Фациальный и сопряженный анализ отложений и форм рельефа ледниковых горизонтов позволили выделить в субчетвертичном рельефе и четвертичном покрове наревскую, березинскую, припятскую и поозерскую генерации ложбин (Комаровский, 2009). Нередко обнаруживаются явления унаследованности древних ложбин относительно более молодыми.

В настоящее время предложен ряд классификаций, разработанных для ледниковых ложбин и озерных котловин различных территорий. В основу этих рубрикаций положены генетический, морфологический, морфоэволюционный принципы, динамика движения льда и другие подходы (Асеев и др., 1982; Маккавеев, 1980). Наиболее полное деление ледниковых ложбин предложено Г.И. Горецким (1980) на примере территории Белорусского Понеманья. По особенностям заполнения он установил шесть типов таких переуглублений: ложбины ледникового выпахивания, выдавливания, вдавливания, водно-ледникового размыва, моренно-грязевых потоков и полигенетические. В работах западных геологов деление ледниковых ложбин основывается на учете характера геологического строения их поверхности и заполнения (Burval Working Group, 2006), по линейным размерам, морфологии и процессам (Glasser, Bennett, 2004), по морфологии и происхождению (Pugin et al, 2013) и др.

Несмотря на многочисленность установленных типов и существующих подходов к их выделению, до сих пор отсутствуют классификации, которые бы с достаточной полнотой учитывали специфику территории Беларуси и охватывали весь комплекс ледниковых ложбин. Предлагаемая классификация основывается на учете ряда критериев: морфологического выражения, геологического строения и генетического.

Формирование ледниковых ложбин предопределялось динамическим состоянием ледника и талых ледниковых вод. Все разнообразие ложбин по динамическому состоянию среды формирования сводилось к четырем комплексам. Первый из них включает отрицательные формы, связанные с активным ледником, второй – с мертвым льдом, третий и четвертый возникли соответственно в условиях стока напорных и безнапорных талых ледниковых вод.

В подвижном леднике характер морфогенеза на контакте с ледниковым ложем значительно различается у его края и на удалении от последнего, что служит причиной образования ледниковых ложбин разного генезиса. В омертвевшем леднике процессы морфогенеза также рассредотачивались в зависимости от обстановки: под ледником − гляциоинъективные, у края – гляциокарстовые, неравномерная аккумуляция водно-ледниковых и моренных отложений и др. В деградирующем ледниковом языке каналы стока напорных талых ледниковых вод закладывались недалеко от его края, а условия для свободного стока талых вод складывались на краю ледника. По месту образования ложбины объединялись в группы: субгляциальные, краевые и сквозных трещин. В пределах каждой группы по конкретным процессам и морфологии выделено тринадцать морфогенетических типов и форм ледниковых ложбин (табл.).

Морфогенетическая классификация ледниковых ложбин Беларуси

Состояние среды	Место формирования	Морфологические признаки	Геологическое строение	Условия возникновения	Морфогенети-ческий тип
Активный лед	Зафронтальная зона	Макропонижения котловинообразной формы, вытянуты по движению ледника	Основная морена, водно-ледниковые отложения	Абразия, плакинг	Экзарационные депрессии
		Продольно и поперечно вытянутые, слабо-извилистые, U-образные с неровным дном	Основная морена с отторженцами, озерно-ледниковые отложения	Линейная экзарация	Ложбины выпахивания
		Овальные, изометричные, продольно вытянутые, с заглубленным дистальным склоном	Мощные пачки слоистых, полосчатых и чешуйчатых морен	Избирательная корразия	Котловины выпахивания
		Веерообразная упорядоченность, U-образные, с выступами и рытвинами	Основная морена и с флювиогляциальные отложения	Выпахивание и водная эрозия	Ложбины экзарации и размыва
	Краевая зона	Крупные, поперечные и продольные, неровное дно, морены напора на склонах	Моренные и водно-ледниковые отложения, гляциодислокации	Плакинг, диапиризм	Гляциодепрес-сии
		Четко- и дугообразная форма, значительные размеры, конечно-моренное обрамление	Моренные и водно-ледниковые отложения, скибовые структуры	Экзарация, плакинг	Ложбины экзарации и выдавливания
		Различная форма и ориентировка, небольшие, обрамлены холмами и грядами	Основная морена, на склонах – скибовые гляциодислокации	Срыв и отжатие пород	Ванны выдавливания
		Короткие разрывы в дугах конечных морен, крутые склоны и широкое плоское дно	Аллювиальные и зандровые отло-жения, основная и конечная морены	Радиальный разнос блоков	Брамы
Мертвый лед	Краевая зона	Средние, мелкие, извилистые с гляциоинъективными валами на бортах.	Моренные и водно-ледниковые отложения; инъективные складки	Отжатие пород в трещины льда	Инъективные ванны
		Вытянуты вдоль течения талых вод, сочета-ются с надледниковыми зандрами, озами.	Флювиогляциальный косослоистый материал, дислокации проседания	Проекция на субстрат пород	Инверсионные ложбины
		Округлые, от мелких до крупных, с озерами, болотами на дне и террасами на склонах	Разнообразные отложения, флексуры и ступенчатые сколы	Таяние глыб мертвого льда	Гляциокарсто-вые западины
Сток напорных вод	Краевая зона	Узкие, «меандрирующие» с конусами выноса на конце, V-образные	Грубообломочные отложения, мел-кие пески, сверху − основная морена	Субгляциальная водная эрозия	Эрозионные ложбины
Сток та-лых вод	Краевая зона	Узкие, радиальные, неглубокие, имеют ямы на дне и крутые склоны	Слоистые водно-ледниковые отло-жения, в кровле – флоу-тилл.	Эрозия водопадами ложа	Эворзионные ложбины

Наиболее обширную группу ложбин активного льда составляют разнообразные экзарационные ложбины. Они обязаны своим появлением в основном процессам региональной, линейной и избирательной экзарации, причем этот процесс связан с внутренней удаленной от края зоной ледникового покрова. Среди этих ложбин выделяются макроформы и сравнительно небольшие ванны. Обычно крупные формы несут следы преобразования талыми ледниковыми водами и инъективными процессами. Заметное число ложбин возникает и при отдавливании активными ледниковыми лопастями и языками податливых пород ложа в краевую зону. Среди ложбин этого типа отмечаются самые крупные формы (гляциодепрессии), ложбины выдавливания и экзарации, ванны выдавливания и брамы.

Ложбины, созданные процессами в массивах мертвого льда, обладают своими морфологическими и генетическими особенностями. Ведущее место среди данных форм отводится гляциокарстовым котловинам, инъективным ваннам и ложбинам, вызванным проекцией на ложе супрагляциальных водно-ледниковых отложений неравномерной мощности. В третьем и четвертом комплексах ложбин, обусловленных характером стока напорных и безнапорных талых ледниковых вод, предлагается различать субгляциальные водно-эрозионные ложбины и эворзионные ложбины. Если первые формируются в субстрате под ледником в результате меандриро-

вания или катастрофических спусков напорных вод, то ложбины четвертой группы вызваны эрозией потоков талых ледниковых вод, падающих в ледниковые трещины.

Список литературы:

Асеев А.А., Маккавеев А.Н. Классификация ледникового рельефа покровного оледенения // Геоморфология. – 1982. − № 4. – С. 23−28.

Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья). − Мн.: Наука и техника, 1980. − 288 с.

Исаченков В.А. Просхождение рельефа поверхности дочетвертичных пород северо-запада Русской равнины // Доледниковый рельеф северо-запада Русской равнины − Л.: ГО СССР, 1982. − С. 3−18.

Комаровский М.Е. Палеоложбины Белорусского Поозерья. Мн: БГУ, 2009. – 183 с.

Маккавеев А.Н. Динамическая классификация подледниковых форм рельефа, созданных покровными оледенениями на равнинах // Геоморфология. − 1980. − № 1. − С. 17−23.

Pugin A.J.-M., Oldenborger G.A., Cummings D.I., Russell H.A.J., Sharpe D.R. Architecture of buried valleys in glaciated Canadian Prairie regions based on high resolution geophysical data // Quaternary Science Reviews. 2014. − Vol. 86. − P. 13−23.

Burval Working Group. Groundwater Resources in Buried Valleys – A Challenge for Geoscience. – Hannover: Leibniz Institute for Applied Geosciences, 2006. −280 p.

Glasser N.F., Bennett M.R. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology // Progress in Physical Geography. − 2004. − Vol. 28, 1. − P. 43−75.

ФОРМИРОВАНИЕ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Т.И. Коновалова

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, konovalova@irigs.irk.ru

FORMATION OF THE LANDSCAPE STRUCTURE OF THE BAIKAL REGION UNDER THE EFFECT OF THE ENDOGENOUS PROCESSES

T.I. Konovalova, Sochava Institute of Geography, SB RA S. Irkutsk, Russia

Принято считать, что обмен веществом и энергией между геосистемами является важным механизмом их организации, при этом основным энергетическим источником функционирования ландшафтной оболочки служит Солнце. Но в районах интенсивных неотектонических движений внутриземные источники энергии вносят свой существенный вклад в формирование ландшафтной структуры.

Одним из таких районов является Прибайкалье. Своеобразие природных условий территории в значительной мере определяется расположением на стыке двух крупных геоструктур и основных тектонических элементов – Байкальской рифтовой и Алтае – Саянской орогенической зон. Анализ публикаций, посвященных исследованию тектоники и геодинамики Центральной Азии, указывает на важную роль горизонтальных движений земной коры в формировании структуры рельефа, особенно на новейшем этапе. Вся область от Тибета до гор юга Сибири уподобляется зоне «торошения», в котором отдельные «торосы» – микроплиты – перемещаются, подчиняясь общему субмеридианальному сжатию, связывая, таким образом, чрезвычайную динамичность региона с древним заложением и длительной унаследованностью границ микроплит (Тимофеев, Бронгулеев, Буланов и др., 2001). Регион относится к мобильной континентальной зоне Земли с высокодифференцированными движениями земной коры, мощной сейсмически активной системой разломов, что отражается на сложности рельефа и орографии и в целом – ландшафтной структуры. Проявления в новейшей структуре и рельефе глубинных рифтогенных процессов в пределах региона не ограничиваются территорией Байкальской рифтовой зоны, а распространяются в стороны от ее латеральных границ к западу на 450, к востоку – на 300 км (Золотарев, 1978).

Прибайкалье расположено в пределах крупных блоков Евразиатской литосферной плиты: Сибирского, большая часть которого объединяет структуры Сибирской платформы, а вместе с ними геосистемы Среднесибирской плоскогорно-таежной физико-географической области; Восточно-Саянского, где расположена Южно-Сибирская горная физико-географическая область. Озеро Байкал и в целом Байкальская рифтовая зона является западной границей Амурского блока, с которым сопряжены геосистемы Байкало-Джугджурской горно-таежной области. Включение Лено-Ангарского плато, развивающегося на жестком фундаменте Сибирской платформы к Байкало-Джугджурской горно-таежной области (Сочава, Ряшин, Белов, 1963) связано с орогеническим типом новейших движений. Эта часть региона характеризуется высокой сейсмоактивностью, а незначительная глубина залегания первого электропроводящего слоя, зачастую, такая же, как и в рифтовой зоне. Вместе с тем, отнесение геосистем Лено-Ангарского плато к этой области, по-прежнему, является дискуссионным и подлежит пересмотру. Очевидно, что по своей структуре и характеру развития геосистемы близки к таковым Южно-Сибирской горно-таежной физико-географической области.

В пределах предорогенных Саянской и Байкальской зон происходит формирование переходного рельефа, в котором отражается появление у границ Сибирской платформы первых признаков процесса горообразования и нарастание его интенсивности до степени, характерной для окраинных участков орогенических областей (Золотарев, Белоусов, Семенов, 1979). К переходным зонам, разделяющим регионы с разными геологиче-

ским и геоморфологическим строением, а также геоструктуры с разными «стартовыми эндогенными процессами» (Коржуев, 1993) относятся также районы между Сибирской и Западно-Сибирской платформами. К этой территории приурочен Енисейский кряж с горным рельефом. При сравнительно небольшой площади и невысокой степени новейшей активизации этот район выделен в качестве экотонной единицы Среднесибирской таежно-плоскогорной области в связи с тем, что эта провинция входит в состав складчатого обрамления Сибирской платформы (Спижарский, 1958). Черты переходности в предорогенных и предрифтовых зонах характерны как для тектонических процессов и рельефа, так и ландшафтной структуры. В пределах Педсаянского и Предбайкальского предгорных прогибов, Лено-Ангарского плато и Енисейского кряжа сформировались крупные региональные экотоны, представленные в ранге провинций. Их ширина достигает несколько сотен километров.

Помимо того, рубежи физико-географических провинций четко прослеживаются в рельефе и связаны с глубинными разломами, разделяющими, к примеру, более мелкие блоки Сибирской платформы. Один рубеж, объединенный с Таймырским блоком, проходит на севере региона вдоль верховий правых притоков широтного отрезка долины Ангары. Севернее этого рубежа преобладают группы фаций среднетаежного светлохвойного кустарничково-зеленомошного геома останцово – денудационных трапповых плато. Второй рубеж пролегает меридионально, в районе нижнего течения Ангары и слияния Бирюсы и Чуны. Он разделяет Енисейский и Чонский блоки земной коры. Западнее этого рубежа преобладают группы фаций возвышенно-равнинного сильноденудированного горно-таежного елово-пихтового с кедром травяного (черневая тайга) геома; к востоку – доминируют группы фаций южно-таежного темнохвойного кустарничково – мелкотравно – зеленомошного геома трапповых плато и возвышенностей Ковинского и Ангарского кряжей. Третий рубеж проходит восточнее меридионального отрезка Ангары и разделяет Чонский и Ангарский блоки. Эта линия выступает как западная граница ареалов лиственницы и ерников. С ней сопряжена граница Байкало-Джугджурской горно-таежной области. Следующий рубеж определен воздействием горных геосистем Восточного Саяна и Хамар-Дабана и связан с границей между Чонским и Тувино-Монгольским блоками. Рубеж характеризуется развитием подгорных подтаежных светлохвойных травяных и лугово-болотных гидроаккумулятивных геосистем, а также горно-таежных геосистем.

Таким образом, неотектонические процессы и связанные с ними процессы рельефообразования обусловливают модификацию вещественно-энергетических потоков, что влияет на трансформацию ландшафтной структуры Прибайкалья, создание новых рубежей, буферных зон и формирование новых типов геосистем.

Список литературы:

Тимофеев Д.А., Бронгулеев В.В., Буланов С.А. и др. Мегагеоморфология Азии: некоторые итоги изучения рельефа континента // Известия АН. – Сер. географ. – 2001. – № 4. – С. 8-13.

Золотарев А.Г. Предрифтовая структурная зона в Прибайкалье/ А. Г. Золотарев, К. А. Савинский // Геология и геофизика.–1978.- № 8. – с. 60-68.

Сочава В.Б., Ряшин В.А., Белов А.В. Главнейшие природные рубежи в южной части Восточной Сибири и Дальнего Востока // Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока. – 1963. – Вып.4. – С. 19-24.

Золотарев А.Г., Белоусов В.М., Семенов Н.И. Неотектоника юга Сибирской платформы в свете новых данных // Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1979. – С. 22-25.

Коржуев С.С. Геоморфологическая унаследованность и новообразование // Развитие рельефа и его устойчивость. – М.: Наука, 1993. – С. 42-58.

Спижарский Т.Н. Сибирская платформа // Геологическое строение СССР. – Т.3. – Тектоника. – М.: Недра, 1958. – С. 35-48.

РЕАКЦИЯ РЕЛЬЕФА ПЛАКОРОВ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ)

Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов, И.Г. Шоркунов, А.Л. Захаров
Институт географии РАН, Москва, Россия, eakonstantinov@yandex.ru

REACTION OF WATERSHEDS TOPOGRAPHY TO MIDDLE-LATE PLEISTOCENE CLIMATE CHANGE (BASED ON THE NORTH-EASTERN AZOV REGION)

E.A. Konstantinov, R.N. Kurbanov, I.G. Shorkunov, A.L. Zakharov, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Разрезы лёссово-почвенной формации (ЛПФ) представляют большой интерес для исследования плейстоценовой морфодинамики плакоров (водораздельных пространств, междуречий) юга Восточно-Европейской равнины. Восстановить облик палеорельефа в условиях лёссовых плакоров позволяют погребенные палеопочвы, которые фиксируют здесь поверхность межледниковых и крупных интерстадиальных этапов плейстоцена (Величко и др., 2009, 2012). Установление взаиморасположения разновозрастных палеопочв в разрезах вместе с текстурным анализом отложений (выявление эрозионных контактов, признаков склонового переотложения и др.) дает возможность с высокой детальностью реконструировать эволюцию рельефа и увязать ее с климатической ритмикой четвертичного периода. Значение таких реконструкций заключается в том, что они позволяют выявить реакцию эрозионно-аккумулятивных процессов на плакорах и в сопряженных с ними верхних звеньях

эрозионной сети на направленность и характер климатических изменений. В свою очередь, это способствует созданию теоретических основ для прогноза развития рельефа в условиях изменяющегося климата.

Северо-Восточное Приазовье один из наиболее перспективных районов для подобного рода исследований. Преобладающий лёссово-аккумулятивный режим в течение неоплейстоцена и активная абразия берегов Азовского моря в голоцене создали условия, при которых можно прослеживать строение ЛПФ на расстоянии многих километров в естественных береговых обнажениях. А предложенная не так давно А.А. Величко с коллегами (Величко и др., 2009, 2012; Velichko et al., 2009) педостратиграфическая схема для Доно-Азовского региона позволила получить в распоряжение заинтересованных исследователей надежные хроностратиграфические реперы, различимые в разрезах. Согласно этой схеме основные фазы формирования палеопочв и педокомплексов (ПК) соотносятся со следующими термохронами неоплейстоцена и морскими изотопными стадиями (MIS, Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005): брянская палеопочва – брянский интерстадиал, MIS 3, 57-29 тыс.л.н.; мезинский ПК – микулинское межледниковье, MIS 5e, ~130-115 тыс.л.н.; каменский ПК – каменское межледниковье, MIS 7, ~191-243 тыс.л.н.; инжавинский ПК – лихвинское межледниковье, MIS 9, ~300-337 тыс.л.н.; воронский ПК – мучкапское межледниковье, MIS 13, ~478-533 тыс.л.н.

В ходе настоящего исследования строение ЛПФ Северо-Восточного Приазовья изучено в береговых обнажениях и в кернах буровых скважин на четырех ключевых участках побережья Таганрогского залива (Мелекино, Семибалки, Шабельское, Беглица), принадлежащих разновозрастным лиманно-аллювиальным террасам. По положению палеопочв в плакорных разрезах зафиксирована морфология палеорельефа для хроносрезов, отвечающих межледниковым эпохам, по крайней мере, за последние 500 тыс. лет. Анализ эволюции рельефа показал, что крупные черты первичного флювиального и приустевого-лиманного рельефа террас наследовались на протяжении всего субаэрального этапа развития поверхности. В то же время поверхность плакоров на этом этапе испытывала весьма существенные преобразования за счет процессов лёссовой аккумуляции, с одной стороны, и эрозии – с другой. Установлено, что эти процессы контролировались ледниково-межледниковыми климатическими циклами, однако их интенсивность была не одинакова от цикла к циклу. В целом в развитии рельефа плакоров вплоть до валдайской ледниковой эпохи прослеживается преобладание лёссовой аккумуляции. Процессы сноса на довалдайском этапе характеризовались сравнительно низкой интенсивностью. Для валдайской же эпохи (по косвенным данным, для ее конца – MIS 2, ~29-12 тыс.л.н.) диагностируется этап уникальной по интенсивности денудации, который выразился в развитии линейной эрозии и склоновых процессов даже на весьма пологих участках (2-4°). Установлено, что к этому времени относится интенсивный рост овражной сети в глубь водораздельных пространств. Реликтом этой сети в современном рельефе плакоров является разветвленная сеть ложбин. Среди возможных причин, вызвавших интенсификацию эрозионных процессов на указанном этапе, нами выделяются две главные: 1) рост поверхностного стока и увеличение внутригодовой его неравномерности, 2) неустойчивый (к эрозии) тип поверхности в условиях разреженного растительного покрова и глубокого сезонного промерзания.

Список литературы:

Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Доклады Академии наук. – том 428. – № 6. – 2009. – С. 815–819.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН. – 2012. – Т. 445. – № 4. – С. 464-467.

Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records, Paleoceanography. – 2005. – 20. – PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.

Velichko A.A., Catto N.R., Kononov Yu.M. et al. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region // Quaternary International. – Vol. 198. – Is. 1-2. – 2009. – P. 204-219.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В РАЙОНЕ АГАН-ПУРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

С.Е. Коркин

Нижневартовский государственный университет, Нижневартовск, Россия, egf_nv@mail.r.

CHARACTERISTICS OF MORPHOLITHOGENESIS IN THE AGAN-PURSKIY INTERFLUIVE AREA

S.E. Korkin, Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia

Общие закономерности морфолитогенеза в районе Аган–Пурского междуречья отражены в ряде работ (Земцов, 1976, Малолетко, 2008). Район исследования находится в самой низкой части Сибирских Увалов с абсолютными высотами 103–110 м. Краевые максимальные точки широтно-вытянутых Сибирских Увалов имеют абсолютные высоты на западе 191 м и на востоке 171 м, представляет собой ложбину. Район исследования интересен сформированной морфолитогенной особенностью, связанной с понижением в рельефе и с узостью расчленения Аган–Пурского междуречья; в этом месте Сибирские Увалы имеют ширину около 4 км. Участок обозначен озером из которого берет начало левый приток реки Тагаръёган (Обской бассейн) и истоком р. Етыпур (Пурский бассейн).

Поверхность исследуемой Аган–Пурской ложбины образована позднеолигоценовыми породами. Неогеновые и раннеплейстоценовые отложения отсутствуют. В этой древней ложбине имеются холмы, покрытые валунно-галечным плащом (рис. 1, 2), А.А. Земцов (1976, с. 114) был убеждён, что по этой ложбине действительно осуществлялся сток речных вод с юга, но, по его мнению, этот сток происходил не в МИС-8, а в период распада ледников МИС-6 (тазовской стадии). Ложбина совпадает с направлением меридионального глубинного Омско–Пурского разлома. Однако переуглублённой долины, приуроченной к разлому, здесь нет. Этим Аган–Пурская ложбина отличается от долины Оби между Кондо-Сосьвинскими материками и до Енисейской депрессии (Малолетко, 2008, с. 144). В своей работе В.А. Дементьев (1934), указал что речная сеть вырабатывалась в направлении с ЮВ на СЗ, а затем, сохраняя это направление в отдельных участках, с развитием рельефа смещалась на СВ.



Рис. 1. Пример валунно-галечного плаща в пределах Аган-Пурского междуречья



Рис. 2. Крупный валун найденный на Аган-Пурском междуречье

Геологическое описание разреза Аган–Пурской ложбины показывает наличие валунно-галечникого плаща в её пределах:

1-й слой, мощность 60 см. Почва – подзол иллювиально-железистый. BF – горизонт насыщен валунами 60%, галькой 30% и гравием 10%.

2-й слой, мощность 55 см. Песок светло-желтый, среднезернистый, форма зерен овальная, окатанность средняя, минеральный состав представлен: кварцем 70%, полевым шпатом 25%, темноцветными минералами 5%, горизонтальная слоистость Fe-Mg псевдофибр переходит в диагональную слоистость.

3-й слой, мощность 75 см. Песок светло-серый, среднезернистый с наличием крупнозернистых частиц, окатанность средняя, минеральный состав представлен: кварцем 80%, полевым шпатом 15 %, темноцветными минералами 5%, слоистости нет.

4-й слой, мощность 30 см. Песок темно-серый с охристой окраской, среднезернистый, окатанность средняя, минеральный состав представлен: кварцем 90 %, полевым шпатом 5 %, темноцветными минералами 5 %, слабое наличие Fe-Mg псевдофибр.

Исследуемый участок Аган–Пурского междуречья имеет обширно сформированные комплексы олиготрофных болот со средней мощностью торфа 1,73 м, преобладает тип залежи торфа переходный со степенью разложения 32% и зольностью 6,6%. Непосредственные геолого-гидрометрические исследования заболоченной долины реки Етыпур показали следующие результаты. Отметка уреза воды на 13.06.2014 составила 99 м. Современное русло р. Етыпур в месте наблюдения (координаты 62°32’46,1” с.ш., 78°6’8,5” в.д.) имеет ширину 12 м с глубиной в центре 0,9 м. На левом берегу реки произведено 3 зондировки. Результаты зондировки показали, что мощность торфа изменяется от 2,24 м на первой точке с координатами 62°32’46,7” с.ш., 78°6’6,0” в.д. и отметкой высот 101 м до 1,30 м на третей точке с координатами 62°32’56,7” с.ш., 78°6’29,2” в.д. и отметкой высот 101 м до 1,30 м. На месте зондировки № 2 было выявлено наличие водного слоя 0,8 м перекрытого торфом с мощностью 0,9 м, где на глубине 1,7 м вскрыт песок темно-серый с бурым оттенком, среднезернистый с преобладанием кварца. На всех зондировочных точках под торфом вскрыт песок без валунно-галечникового материала. На правом берегу перпендикулярно руслу заложен профиль, где произведено маршрутное описание с привлечением нивелирования. На расстояние 10 м от русла фиксируется пойма с отметками поверхности 99,5 м, далее болото низинного типа с мощностью торфа до 1 м, в 47 м от русла болото сменяется на верховое грядово-озерковое с отметками поверхности 102,5 м, где гряды имеют высоту 0,75 м, а озерки глубину 0,16 м. На расстояние 145 м поверхность начинает плавно набирать высоту и на расстояние от русла 212 м имеет отметку поверхности 106 м. На основании проведенного зондирования и профилирования можно сделать вывод, что ширина русла р. Етыпур до начало торфонакопления могло составлять 300 м с глубинами до 3 м. В среднем неоплейстоцене ширина потока изменялась от 2 км до 800 м с глубинами 5–6 м. Функционирование данной ложбины возможно было связано с среднеплейстоценовыми трансгрессиями Мирового океана.

Современный морфолитогенез Аган–Пуровской ложбины представлен озерно-болотным генезисом на песках, без наличия валунно-галечного материала, на суходольных участках сложенных песком с валунно-галечниковым материалом, почвообразование проходит по подзолистому типу. Болотообразование и торфона-

копление являются главными факторами преобразования рельефа, так как эти процессы способны коренным образом изменять рельеф ложа болот и создавать своеобразный современный морфолитогенез рельефа.

Список литературы:

Дементьев В.А. Рельеф бассейна р.Вах и его история в четвертичное время // Известия ГГО. – 1934. – Т. 66. – Вып. 1. – С. 105-115.

Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Северная и центральная части) – Томск: ТГУ, 1976. – 344 с.

Малолетко А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Томский государственный университет, 2008. – 288 с.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗОЛИРОВАННЫХ БАССЕЙНОВ ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ

О.П. Корсакова[1], В.В. Колька[1], А.Н. Толстоброва[1], Н.Б. Лаврова[2], Д.С. Толстобров[1]

[1]Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, korsak@geoksc.apatity.ru

[2]Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

LITHOSTRATIGRAPHY OF THE ISOLATION BASINS BOTTOM SEDIMENTS FROM THE WHITE SEA COAST

O.P. Korsakova, V.V. Kolka, A.N. Tolstobrova, D.S. Tolstobrov, Geological institute, KSC RAS, Apatity, Russia; N.B. Lavrova, Institute of Geology, KRC RAS, Petrozavodsk, Russia

Изолированные бассейны представляют собой депрессии или котловины, которые были отделены от более крупного водоема, обычно морского, или оказывались в течение какого-то времени затопленными морскими водами в результате изменения относительного уровня моря. Наиболее широкие и многоцелевые исследования направлены на изучение донных отложений в малых изолированных бассейнах (меньше 1 км^2), где обычно нет значительных размывов вследствие внутренней динамики водной толщи. Такие озера распространены на разных гипсометрических уровнях почти повсеместно на побережье Белого моря в пределах Кольского региона и Карелии. По данным, полученным ранее для нескольких районов Мурманского, Терского и Карельского берегов Белого моря (Колька и др., 2005; Corner et al., 2001 и др.), стратифицированная толща донных отложений в котловинах изолированных бассейнов представлена несколькими литогенетическими типами (фациями) осадков: приледникового пресноводного озера (I), бассейна, осолоняющегося за счет притока морских вод в пресное приледниковое озеро (II), морского водоема (III), прибрежного водоема, изолирующегося от моря (IV) и пресноводного континентального озера (V). Такой их набор обусловлен восходящими движениями земной коры, регрессией береговой линии моря и особенностями плейстоцен-голоценовой истории Белого моря в целом. Обычно осадочные последовательности по разным причинам (быстрая регрессия береговой линии моря, задержанная дегляциация и др.) в той или иной степени редуцированы.

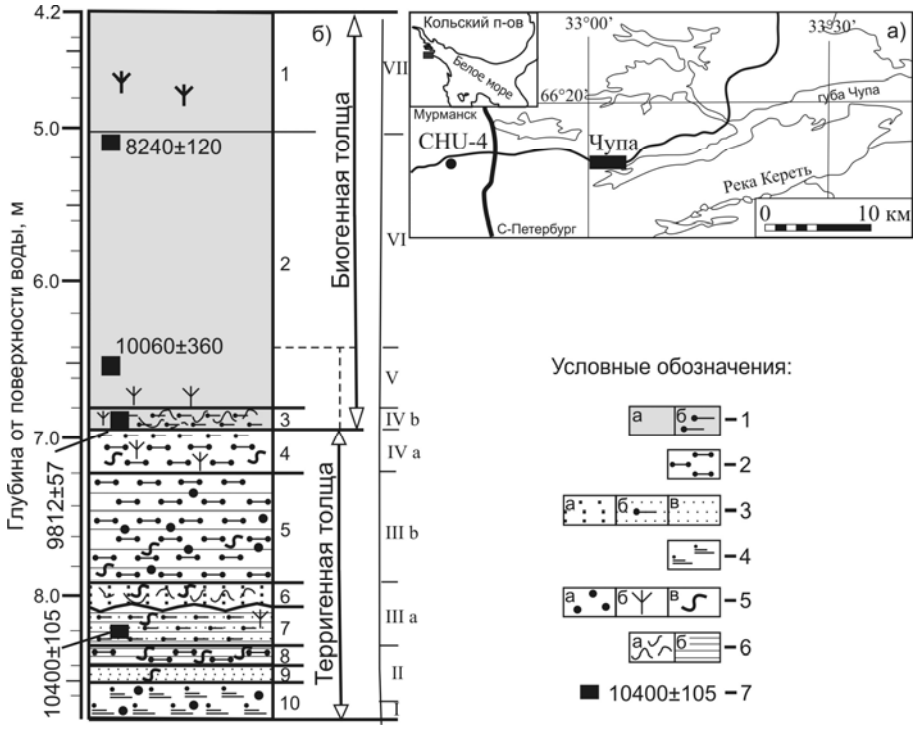
Цель проведенной работы – обоснование литолого-стратиграфических единиц (ЛСЕ), которые в качестве стратогенов слагают осадочную последовательность изолированных бассейнов беломорского побережья, являющегося частью Фенноскандинавского кристаллического щита, испытывающего непрерывное гляциоизостатическое и тектоническое поднятие в течение позднеледниковья и голоцена. Проведенные исследования направлены на выявление общих признаков фациальной принадлежности донных осадков, этапов их накопления и соответствующих им условий. В разных районах беломорского побережья в зависимости от палеогляциологической, неотектонической и палеогеографической ситуации состав и строение ЛСЕ могут иметь свои возрастные и некоторые вещественные особенности, однако общая схема стратификации и главные характеристики литогенетических типов, связанные с трансгрессивно-регрессивным перемещением береговой линии моря, при этом сохраняются.

Район исследования. Литология, вещественный состав и стратиграфия донных отложений в котловинах изолированных бассейнов показаны на примере безымянного озера из района Чупа (рис., а), где осадочная последовательность формировалась во время дегляциации и в течение голоцена. Котловина озера остаточного типа, удлиненной формы, вытянута с юга на север на 800 м при ширине от 90 до 200 м. Площадь зеркала воды – 0.095 км^2, глубина воды в озере изменяется от 0.2 до 4.0 м. Озеро слабопроточное, относится к водосборному бассейну более крупного оз. Нижнее Котозеро, сток из которого через малую реку осуществляется в губу Чупа Кандалакшского залива Белого моря. Порог стока образован валунными песками и супесями, находится на высоте 81.0 м н. у. м.

Использованные материалы и данные. Для выделения ЛСЕ, формирующихся в котловинах изолированных бассейнов, было проведено литологическое, геохимическое (содержание макро- и микрокомпонентов), микропалеонтологическое (диатомовый и спорово-пыльцевой анализы) изучение и радиоуглеродное датирование донных отложений в керне общей мощностью 4.6 м (рис., б), полученном с помощью переносного ручного бура, позволяющего брать ненарушенную колонку осадков.

Результаты и выводы. Обобщение полученных данных позволило выделить семь ЛСЕ, слагающих осадочные последовательности изолированных бассейнов на побережье Белого моря (рис., б). Это – позднеледниковые осадки опресненного приледникового водоема (*ЛСЕ-1*), позднеледниковые солоноватоводные осадки

приледникового водоема (*ЛСЕ-2*), позднеледниковые солоноватоводные (*ЛСЕ-3а*) и голоценовые (*ЛСЕ-3б*) морские осадки, голоценовые осадки изолирующегося водоема-лагуны и меромиктического озера (*ЛСЕ-4а* и *4б*), голоценовые осадки пресноводного водоема береговой зоны (*ЛСЕ-5*), средне – позднеголоценовые осадки водоема с повышенной минерализацией воды (*ЛСЕ-6*), голоценовые осадки континентального пресноводного озера (*ЛСЕ-7*).



Положение безымянного озера с отметкой уреза воды 81.5 м н.у.м (CHU-4) в районе Чупа (а) и литологический разрез донных отложений из его котловины (б). Римскими цифрами справа от разреза обозначены литолого-стратиграфические единицы. На разрезе условными обозначениями показано: 1 – гиттия (сапропель): а – монотонная, б – с алевритом; 2 – алеврит песчанистый; 3 – песок: а – разнозернистый, существенно среднезернистый, б – разнозернистый, существенно мелкозернистый, в – тонкозернистый; 4 – глина песчано-алевритовая (ленточная); 5 – включения: а – гравия и крупнозернистого песка, б – макроостатков водных растений, в – дисперсной органики и гидротроилита; 6 – текстуры: а – муаровые, б – тонкая слоистость; 7 – ^{14}С-датировки (тыс. лет).

ЛСЕ 1 и *2* представлены позднеледниковыми глинистыми и алевритистыми осадками приледникового обширного бассейна, сначала пресноводного, позже солоноватоводного. Они слоистые, с ленточными текстурами, с включениями зерен песка и гравия. Ленточные глины *ЛСЕ-1*, сформированные в результате сезонного изменения кластики, поступающей с талыми ледниковыми водами от фронта близкорасположенного ледника, несут в себе явные геохимические признаки исходного петрофонда и наследуют геохимическую специализацию коренных пород фундамента. Осадки *ЛСЕ-2* формировались при удалении фронта ледника и в процессе осолонения приледникового бассейна, их слоистость обусловлена гипоксией, периодически возникающей в придонной части бассейна и по причине длительного ледового покрова и при проникновении морских вод. В условиях гипоксии при наличии скудной органики имеет место аутигенное минералообразование, концентрация некоторых редокс-чувствительных элементов, элементов – сульфофилов и литофилов. Диатомовые водоросли в пресноводном приледниковом бассейне отсутствуют или крайне скудные, но при проникновении морских вод они разнообразны и имеют соответствующую экологическую принадлежность к полигалобам, галофилам и мезогалобам при доминировании последних. *ЛСЕ*-3 представлена осадками позднеледникового солоноватоводного (*ЛСЕ-3а*) и голоценового морского (*ЛСЕ-3б*) бассейна. В рассматриваемом районе они мелководные, литологически разнообразны, накапливались в непосредственной близости от береговой линии короткое время. Их главным индикатором является доминирование солоноватоводных и морских видов диатомовых водорослей и появление пыльцы Aster-типа, которую продуцируют растения, произрастающие на приморских лугах. Кластогенные осадки *ЛСЕ-4а* и органогенные осадки *ЛСЕ-4б* накапливались соответственно в мелеющем заливе, отделяющемся от морского бассейна, и в короткоживущем меромиктическом озере. Помимо своего стратиграфического положения над морскими отложениями они всегда имеют слоистые, муаровые или пятнистые текстуры, которые обусловлены периодическим затоплением котловины морскими приливами, штормами. На заключительной стадии изоляции в условиях меромиктического водоема опять проявляется гипоксия, индикаторами которой служат тонкослоистые текстуры, повышенные показатели содержания закисного железа и некоторых элементов, накапливающихся на сероводородном барьере, активные бактериальная сульфат-редукция и аутигенное минералообразование. В осадках *ЛСЕ-4а* исчезают морские диатомовые, в *ЛСЕ-4б* появляются зеленые водоросли Pediastrum, отражается повышенная продуктивность фитоценозов в первую очередь за счет макрофитов. Изоляция котловины рассматриваемого озера произошла в середине пребореала примерно 9812±57 ^{14}С-лет назад, т.е. в это время береговая линии моря относительно современного его уровня находилась на высоте порога стока из данного озера. Чем ниже в рельефе побережья находится котловина, тем позже происходит ее изоляция. Осадки *ЛСЕ-5*, представленные гиттией, содержат значительное количество минеральной фракции, что отражается в микрокомпонентом их составе, в значительной степени схожем с подстилающими кластогенными отложениями. Органогенные осадки *ЛСЕ-6* и *ЛСЕ-7* представлены сапропелем. Их стратификация проявляется в экологической специализации диатомовых водорослей, присутствии пыльцы

прибрежных и водных растений, показателях элементного состава осадка, обусловленных внутренними и внешними палеоэкологическими параметрами среды осадконакопления. Повышение минерализация воды при формировании *ЛСЕ-6*, индицированное появлением диатомовых-галофилов, связано с подтоплением грунтовыми водами во время голоценовой морской трансгрессии Тапес. Вся биогенная толща содержит диатомовые и пыльцевые индикаторы водности бассейна, минерализации и кислотно-щелочных показателей воды, а также тепло- и влагообеспеченности прилегающей территории.

Список литературы:

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (Ред. Митрофанов Ф.П.). – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. – С.15-25.

Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Y., Møller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. – 2001. – Vol. 31. – P. 155-177.

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНАЯ ЛЕТОПИСЬ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 46 ТЫСЯЧ ЛЕТ

С.С. Кострова[1], Х. Майер[2], Е.В. Безрукова[1,4], П.Е. Тарасов[3], Б. Чаплыгин[2]

[1]*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,* kostrova@igc.irk.ru

[2]*Институт полярных и морских исследований А.Вегенера, Потсдам, Германия,*
hanno.meyer@awi.de, bernhard.chapligin@awi.de

[3] *Институт геологических наук, Свободный университет, Берлин, Германия,* ptarasov@zedat.fu-berlin.de

[4]*Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия,* bezrukova@igc.irk.ru

OXYGEN ISOTOPIC RECORD OF ENVIRONMENT OF THE SOUTHWESTERN TRANS-BAIKAL REGION FOR THE PAST 46 KA

S.S. Kostrova, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk,Russia;
B. Chapligin, H. Meyer, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany; E.V. Bezrukova, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia;
P.E. Tarasov, Institute of Geological Sciences, Free University, Berlin,Germany

В последнее десятилетие изотопно-кислородный метод исследования створок диатомовых водорослей из озерных отложений широко применяется для качественной и количественной оценки природно-климатических условий прошлого (Leng, Henderson, 2013). Полученные изотопные записи преимущественно отражают вариации температуры воды и ее изотопного состава, который зависит от гидрологических особенностейозера и изотопногосостававыпадающих в регионе атмосферных осадков (Leng, Barker, 2006).

Створки диатомовых водорослей извлечены с помощью многостадийной методики (Kostrova et al., 2013) из надежно датированного1253-см керна донных отложений KTK2 (Bezrukova et al., 2010), отобранного в южной части оз. Котокель, расположенного к востоку от оз. Байкал, в Бурятии. Изотопно-кислородный анализ выполнен по стандартной методике (Chapligin et al., 2010), ошибка определения значений $\delta^{18}O$ составила ±0.25‰.

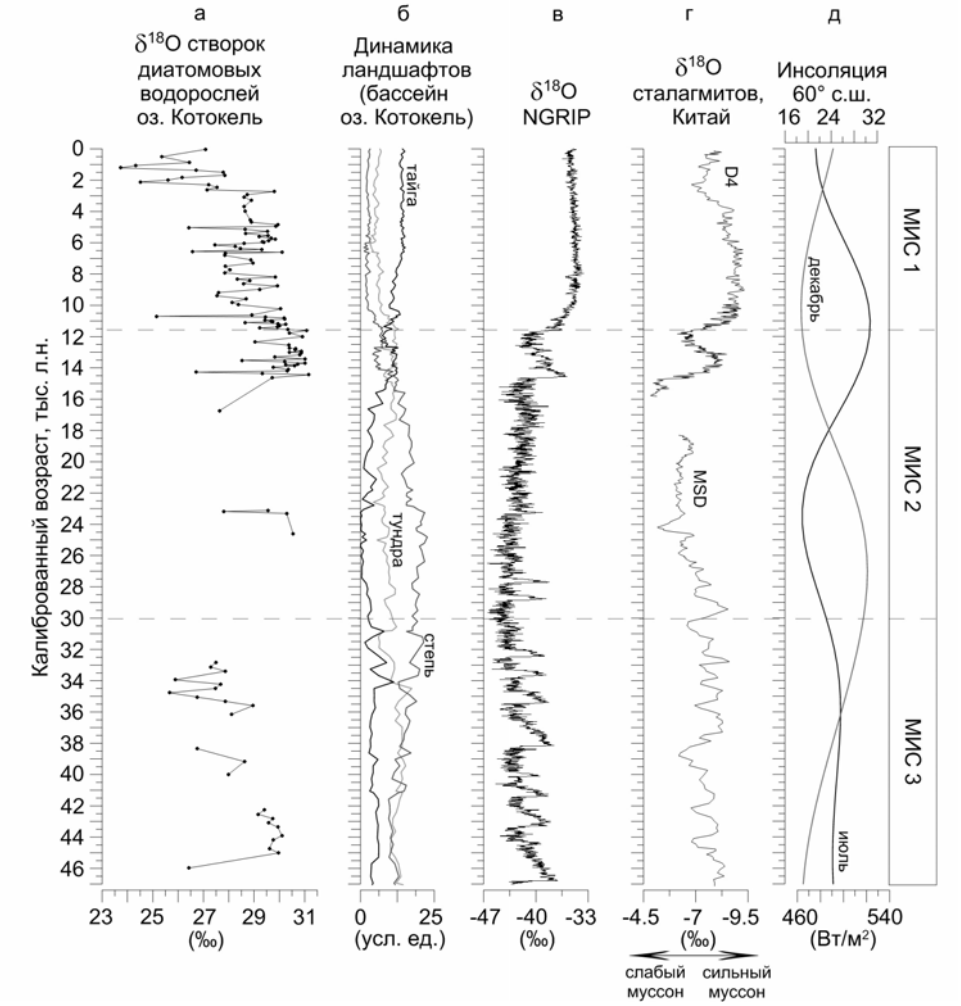
Значения $\delta^{18}O$ створок из оз. Котокель за последние 46 тыс. лет изменяются от +23.7 до +31.2‰ (рис., а), последовательно снижаясь на 4‰ в интервале ~46–32 тыс. л. н. (МИС 3), постепенно возрастая на 3.5‰~17–11.5 тыс. л. н. (МИС 2)и монотонно снижаясь на6.6‰~11.5–0 тыс. л. н. (МИС 1). Полученные данные охватывают диапазон, характеризующий озерные диатомовые (Leng, Barker, 2006).

Согласно результатам диатомового анализа (Bezrukova et. al., 2010), в осадках оз. Котокель преимущественно содержатся диатомеи, развивающиеся в летнее время, за исключением весенних *Aulacoseiraislandica* и *Aulacoseirasubarctica*, обнаруженных только в интервале 36–32 тыс. л. н. Это означает, что изотопно-кислородная кривая в целом отражает летние условия развития диатомовых, и только 36–32 тыс. л. н. – сдвиг от летних условий к весенним. Безусловно, во время МИС 2средние летние температуры воды были ниже, чем в периоды МИС 3 и МИС 1. Учитывая температурную зависимость для системы $SiO_{2био}$–H_2O(-0.2‰/°C), снижение температуры воды на6–8°C приводит к обогащению створок на 1.2–1.6‰. Установленное различие в 1.8‰ между средним изотопным составом створок из МИС 2 и МИС 3, МИС 1могло быть вызвано общим снижением температуры воды во время МИС 2. Однако если внутри-стадиальные сдвиги в ~4‰ (МИС 3), 4.5‰ (МИС 2) и 6.6‰ (МИС 1) были обусловлены только изменениями температуры воды, то они,соответствовали колебаниямтемпературы воды в 20, 22.5 и 33°C, что маловероятно. Таким образом, температура воды лишь частично объясняет вариации в значениях $\delta^{18}O$ створок в изотопной записи из оз. Котокель.

Понижение температур воздуха приводит к снижению изотопного состава атмосферных осадков (Dansgaard, 1964) и, как следствие этого, изотопного состава озерной воды и диатомовых. Характер изотопной кривой в период МИС 3 (рис., а) соответствует общему ходу температурных изменений, реконструированных по Гренландским ледникам (рис., в). Так, локальный минимум +26.5‰ $\delta^{18}O$ створок ~38 тыс. л. н. частично совпадаетпо времени с событием Хайнрик 4, а четко выраженные локальные максимумы +29.0‰ ~35.8 тыс. л.

н. и +27.9‰ ~33.4 тыс. л. н. удовлетворительно следуют событиям Дансгаарда–Оешгера 7 и 6 (Svensson et al., 2008).

МИС 2 характеризуется высоким средним значением $\delta^{18}O$ створок +30.1‰, не соответствующим общей температурной тенденции. На фоне более сухого и холодного, по сравнению с современным, климата, высокие содержания ^{18}O в створках могли статьследствием общего снижения температуры воды, как показано выше, и ее испарения. Интенсивное испарение, связанное с иссушением климата в центральных районах Азии, приводило к снижению уровня воды в озерах Монголии и Китая (Karabanov et al., 2004). Снижение уровня оз. Котокель в период МИС 2 подтверждается данными эхолокации (Zhang et al., 2013). В период глобального похолодания МИС 2длительное господство азиатского антициклона в течение года являлось причиной продолжительных малоснежных зим и задержки летней циклонической активности в Забайкалье. Это вызывало иссушение в бассейне оз. Котокель и приводило к снижению стока рек в озеро, что так же способствовало изотопному обогащению озерной воды.



Суммарная диаграмма, демонстрирующая: а – изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из донных отложений оз. Котокель; б – динамику ландшафтов в бассейне оз. Котокель, реконструированную по палинологическим данным (Bezrukova et al., 2010); в – изотопный состав кислорода из Гренландских ледовых кернов как индикатор изменения температуры воздуха в северном полушарии (Svensson et al., 2008); г – изотопный состав кислорода в сталагмитах D4 и MSD из пещер Донге и Хулу (Китай) как индикатор активности восточноазиатского летнего муссона (Yuan et al., 2004); д – графики изменения летней и зимней солнечной инсоляции (60° с.ш.; Berger, Loutre, 1991).

Вариации в относительной доли воздушных масс различного происхождения в локальных осадках стали причиной изменения изотопного состава озерной воды и створок в течение МИС 1. Полученный тренд в изотопной записи (рис., а) свидетельствует о незначительной доле североатлантических воздушных масс в локальных осадках по сравнению с южными/юго-восточными ~11.0–9.0 тыс. л.н., тогда как, начиная ~2.5 тыс. л.н. и до настоящего времени, они доминируют.Данные спорово-пыльцевого анализа (рис. 1б) подтверждают незначительноевлияние североатлантических воздушных масс на климат Казахстана и южной Сибири в ~11.0–9.0 тыс. л.н. (Bezrukova et al., 2010). Интенсификация летнего муссона и муссонной циркуляции на востоке Евразии в это время увеличивала долю летних атмосферных осадков, связанных с южными/юго-восточными воздушными массами (рис., д) (Yuan et al., 2004).

Общий тренд в изотопной записи~46–32 тыс. л. н. (рис., а) противоположен зимней инсоляции, видимая реакция изотопного сигнала на изменение летней инсоляции отсутствует (рис., д; Berger, Loutre, 1991), свидетельствуя о низкой чувствительности параметра $\delta^{18}O$створок к изменению солнечной активности в период МИС 3. Изотопный состав створок становится чувствителен к изменению солнечной активности, только начиная с ~17 тыс. л. н., когда тренды $\delta^{18}O$ и летней инсоляции линейны друг другу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект РФФИ № 15-05-01644, Российского научного фонда, проект РНФ № 14-50-00036, Германского научного фонда (DFG), проекты Me-3266-3-1, Me-3266-5-1, TA-540-5-1 и Германской службы академических обменов (DAAD), проект A-13-00095.

Список литературы:

Leng M.J., Henderson A.C.G. Recent advances in isotopes as palaeolimnological proxies // Journal of Paleolimnology.– 2013. – Vol. 49. – № 3. – P. 481–496.

Leng M.J., Barker P.A. A review of the oxygen isotope composition of lacustrine diatom silica for palaeoclimate reconstruction // Earth-Science Review. – 2006. – Vol. 75. – P. 5–27.

Kostrova S.S., Meyer H., Chapligin B., Kossler A., Bezrukova E.V., Tarasov P.E. Holocene oxygen isotope record of diatoms from Lake Kotokel (southern Siberia, Russia) and its palaeoclimatic implications // Quaternary International. – 2013. – Vol. 290–291. – P. 21–34.

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – Vol. 296. – P. 185–198.

Chapligin B., Meyer H., Friedrichsen H., Marent A., Sohns E., Hubberten H.-W. A high-performance, safer and semi-automated approach for the $\delta^{18}O$ analysis of diatom silica and new methods for removing exchangeable oxygen // Rapid Communications in Mass Spectrometry.– 2010. – Vol. 24. – P. 2655–2664.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. – 1964. – Vol. 16. – P. 436–468.

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // Climate of the Past.– 2008. – Vol. 4. – P. 47–57.

Karabanov E., Williams D., Kuzmin M., Sideleva V., Khursevich G., Prokopenko A., Solotchina E., Tkachenko L., Fedenya S., Kerber E. Ecological collapse of Lake Baikal and Lake Hovsgol ecosystems during the Last Glacial and consequences for aquatic species diversity // Palaeogeography, Palaeoclimatology,Palaeoecology. – 2004. – Vol. 209. – P. 227–243.

Zhang Y., Wünnemann B., Bezrukova E.V., Ivanov E.V., Shchetnikov A.A., Nourgaliev D., Levina O.V. Basin morphology and seismic stratigraphy of Lake Kotokel, Baikal region, Russia // Quaternary International.– 2013. – Vol. 290–291. – P. 57–67.

Yuan D.X., Cheng H., Edwards R.L., Dykoski C.A., Kelly M.J., Zhang M.L., Qing J.M., Lin Y.S.,Wang Y.J.,Wu J.Y., Dorale J.A., An Z.S., Cai Y.J. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon // Science. – 2004. – Vol. 304. – P. 575–578.

Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Science Reviews.– 1991. – Vol. 10. – N4. – P. 297–317.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ТИПИЗАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДОЛИН РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

С.А. Котлер[1,2], И.Д. Зольников[1,2]

[1]Новосибирский государственный университет,Россия,

[2]Институт геологии и минералогиим. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

USE OF GEOINFORMATIONAL TECHNOLOGIES FOR TYPIFICATION GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF CHUYA AND KATUN RIVER VALLEYS (ALTAI MOUNTAINS)

S.A. Kotler, I.D.Zolnikov,

Novosibirsk State University, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Территорией исследования являются долины рек Катунь и Чуя. Строение четвертичных толщконтролируется геолого-геоморфологическими условиями, в которых они формируются. Долины рек Чуя и Катунь сходны по набору геолого-геоморфологических ситуаций. Для этих рек можно выделить несколько повторяющихся типовых участков, с определёнными особенностями строения долин. Эти особенности предопределяются двумя факторами: неотектоническим и палеоклиматическим. Если говорить о неотектоническом факторе, то его роль заключается в том, что горная гидросеть изначально закладывается по разломным зонам и опущенным блокам. Как правило, горная долина представляет собой череду сужений и расширений, обусловленных литологическим составом и неотектоническойделимостью территории.

Роль палеоклиматического фактора обусловлен спецификойморфолитогенеза в гляциальной, перигляциальной и внеледниковой палеогеографических зонах горной страны. В палеогляциозоне расширения долин представляют собой троги, выстланные моренами, в которые врезаются реки. В расширениях долин перигляциальной зоны реки врезаются в отложения гигантских гляциальных паводков. Во внеледниковой зоне аллювий формируется непосредственно на скальном основании. Соответственно, в палеогляциальной и перигляциальной зонах аллювиальные террасы, как правило, цокольные и эрозионные, т.к. энергия реки преимущественно тратится на размыв ледниковых и суперпаводковых отложений, выстилающих долину (Зольников и др., 2014). Сочетание неотектонических и палеоклиматических условий формирует разные типы речных долин, для которых характерны определённые закономерности строения аллювия.

Для выделения и характеристики геолого-геоморфологических типов долин магистральных рек Чуя и Катунь нами использовались специальные морфометрические показатели, а также космические снимки и цифровая модель SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission). Пространственное разрешение данных SRTM 3 угловых секунды для территории России. Нами фрагмент ЦМР (цифровой модели рельефа) был приведён к метрической системе координат. Для анализа в программном пакете ArcGIS использовалась сетка с шагом 60 х 60 м.Рассмотрим разработанную методику построения морфометрических показателей, которая ориентирована

на выделение разных типов долин для разных участков на основе количественной оценки кривизны русла и ширины долины по площадкам средних террас. Первый параметр – это кривизна (извилистость) русла, второй – ширина средних террас (ширина долины до тыловых швов средних террас). Для каждого параметра были разработаны специальные морфометрические показатели, позволяющие количественно охарактеризовать их: два показателя для кривизны русла, и два – для ширины средних террас (Семёнова, 2011).

Для выявления площадок террас по ЦМР построена схема углов падения склона. На ней для выделения верхней границы наклона площадок осуществлялся эмпирический перебор интервалов значений. Это было необходимо сделать потому, что углы склонов, построенные по ЦМР с величиной пикселя 60 м являются генерализованным и отличаются от измеренных в поле. Если реальный уклон площадок террас, непосредственно измеряемый в поле, обычно не превышает 2-3°, то при объединении внутри пикселя площадок и прилегающих к ним фрагментов делювиально-пролювиальных склонов, эта величина может превышаться в 2-3 раза. Проведенные исследования показали, чтоучастки долин с углами падения > 7° соответствуют площадкам террас в меньшей степени, и показывают распространение делювиальных шлейфов и пролювиальных конусов выноса. Таким образом, для выделения площадок использованы значения в интервале 0 – 7°.

Дальнейшая обработка данных проводилась с использованием плотностных сеток, строившихся на основе вычислений в скользящем окне. Под скользящим окном – понимаем окружность с выбранным радиусом, внутри которой происходит подсчёт функции. Мы экспериментально подбирали радиус скользящего окна в диапазоне от 100 м до 10 км. Слишком маленькое его значение даёт детальную картину, на фоне которой сложно выделить интересующие нас закономерности, а слишком большое, пропускает важные данные, сглаживая их. Эмпирический подбор показал, что для нашего случая значимым оказался радиус скользящего окна в интервале от 0,5 до 3 км.

Для выявления различных участков долин, с разной степенью распространения террасовых комплексов построены серии плотностных сеток на основе нескольких скользящих окон с радиусом от 0,5 до 3 км в диаметре. В дальнейшем была проведена верификация схем плотности распространения террасовых площадок, построенных на основе анализа ЦМР. Для этого по космическим снимкам высокого пространственного разрешения (размер пикселя 2х2 м) и крупномасштабным топографическим картам проведена оцифровка площадок низких и средних террас долин рек Катунь и Чуя на ключевых участках. По этим данным также были построены плотностные сетки площадок террас, которые сравнивались с сетками, построенными по ЦМР. Проведённые исследования позволили расклассифицировать долины на участки с разной шириной площадок террас.

Ещё одинспособклассификации речных долинучитывает характер извилистости современного русла. Для этого по топографическим картам, космоснимкам и цифровым моделям рельефа на основе данных SRTM детально оцифрованы русла рек Катунь и Чуя путем расстановки точек вдоль них на таком расстоянии друг от друга, которое отражает любое изменение в направлении течения рек. Для каждой точки были посчитаны два параметра: угол отклонения русла и расстояние до следующей точки. Угол отклонения русла вычисляется следующим образом: точки соединяются в отрезки, между которыми находится угол, характеризующий изменение направления следующего отрезка по отношению к предыдущему. Второй параметр – суммарная длина прямолинейных отрезков русла. Русло разбили на прямые отрезки по точкам перегибов. Нашли длину каждого отрезка, и присвоили её значение точке начала отрезка.Очевидно, что длина участка русла внутри скользящего окна с заданным радиусом будет больше умеандрирующего русла, чем у слабоизвилистого или прямолинейного. Таким образом, суммарная длина русла и суммарная величина отклонений русла отражает степень прямолинейности / извилистости русла.

Далее строились плотностные сетки на основе данных по вышеописанным параметрам. Для каждого параметра строились плотностные сетки с радиусами скользящего окна 0,5 км, 1 км и 3 км отдельно для долины р. Катунь и отдельно для р. Чуя. Для усиления контрастности, все данные сеток по параметрам извилистости русла были перемножены при помощи функции MapAlgebra. Таким образом, каждый пиксель сетки, соответствующий максимальным значениям по каждому из параметров при заданном размере скользящего окна получил большее значение в итоговой сетке. В результате, данная методика позволила визуально разделить долины рек Чуя и Катунь на несколько типов, количественно отличающихся по извилистости.

Важно отметить, что извилистость русла реки не всегда коррелируется с шириной долины, поскольку в некоторых случаях она зависит от неотектонического блокового строения её района. И наоборот, для широкой долины не всегда характерны сильно меандрирующее русло и многорукавность. Таким образом, ширина площадок террас и извилистость русла являются не дублирующими, а взаимодополняющими параметрами. На основе анализа вышерассмотренных показателей нами были выделены пять типов участков долин рек Чуя и Катунь.

ТИП А: прямолинейные узкие V-образные магистральные долины и их притоки, вырезанные в скальных породах, для которых характерен инстративный аллювий и перлювий (фации отмостки);

ТИП Б: слабоизвилистыерасширенныеU-образные магистральные долины, лишенные цокольных отложений (морен и суперпаводковых отложений). Для них характерно либо отсутствие аллювия (участки с доминирующей эрозией), либо наличие субстративного аллювия (участки с ослабленной эрозией) в зависимости от неотектонического режима (относительное опускание или воздымание блоков);

ТИП В: широкие U-образные магистральные долины, выполненные цокольными отложениями; характерно либо наличие инстративного аллювия, выполняющего однорукавное русло на относительно поднятых участках, либо наличие субстративного и перстративного аллювия, формирующегося в извилистом однорукавном русле с поймой на относительно стабильных в неотектоническом отношении участках;

ТИП Г: широкие U-образные магистральные долины, выполненные цокольными отложениями, испытавшие подпруживание (обвальное или ледниковое); характерно наличие песчаных отложений подпрудного аллювия, в которых образуется меандрирующее русло с многочисленными заболоченными старицами;

ТИП Д: межгорные котловины, выполненные преимущественно моренами и водно-ледниковыми осадками, для них характерны обширные площадки террас иконстративный аллювий, отлагающийся в многорукавных руслах.

Список литературы:

Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А. Генезис отложений высоких террас рек Чуя и Катунь. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. №1 (17). – Новосибирск, 2014. – С. 30-40.

Семёнова С.А. Влияние неотектоники на формирование долин рек Чуя и Катунь // Материалы XLIX Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс»: Геология. – Новосибирск: НГУ, 2011а. – С. 129.

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА – РАННЕГО ГОЛОЦЕНА

Е.А. Кошелева

Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия,
koshelevaelen@yandex.ru

FEATURES OF APPLICATION OF INFORMATION TECHNOLOGIES FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF THE NATURAL ENVIRONMENT OF THE LATE NEOPLEISTOCENE – EARLY HOLOCENE

E.A. Kosheleva, Russian state pedagogical university of A.I. Gertsena, St.-Petersburg, Russia

Применение информационных технологий в палеогеографии позволяет объединить в одном комплексном исследовательском проекте разнообразные научно-исследовательские материалы: базы данных палеогеографической информации по отдельным ландшафтным компонентам – климату, растительности, особенностям осадконакопления в водоемах; данные археологических исследований стоянок древнего человека и отражение этой информации на тематических картах территории исследования. Географические информационные системы (ГИС) обеспечивают единое пространственное представление результатов этого мульти дисциплинарного исследования, их анализ.

Применение ретроспективного ландшафтного анализа на основании палеогеографических данных позволяет не только выявить в современной структуре ландшафта признаки иной фациальной принадлежности в прежние эпохи, но и смоделировать возможную принадлежность этой территории на определенном временном этапе. Реконструкция отдельных компонентов ландшафта, таких как климатические показатели, типы растительности и почвенного покрова, изменения функционирования болотных систем позволяет произвести реконструкцию ландшафта в целом, а значит, реконструировать условия существования древнего человека.

В 2009 г. нами была начата разработка ГИС «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA» («Позднеледниковье – Голоцен Фенноскандии») (Кошелева и др., 2011) (рис. 1). Для ее создания были использованы следующие методы и подходы:

1) В качестве основы ГИС выбрана современные стандартные ГИС-оболочки (ArcGis, MapInfo) с адаптацией их к рассматриваемой территории;

2) В качестве картографической основы ГИС выбран, оцифрован и адаптирован набор разномасштабных физико-географических карт рассматриваемой территории;

3) В качестве основы базы данных использованы имеющиеся данные по болотным и озерным отложениям, стоянкам древнего человека, как российских, так и зарубежных авторов. Они будут расширены и уточнены за счет новых и/или ранее недоступных литературных источников, а также во время полевых исследований;

4) В качестве дополнительных источников данных привлекаются неопубликованные научные отчеты;

5) База палеогеографических данных представляет собой Web-приложение, написанное на языке HTML/XML. Каждый объект содержит следующую информацию:

- Название объекта (включая местное и\или альтернативное, международное название на английском языке);
- Географические координаты объекта (широта и долгота);
- Высота над уровнем моря (в метрах);
- Морфометрические параметры объекта ;
- Возраст отложений, определенный одним из методов (например, методом радиоактивных изотопов, с указанием лабораторного номера анализа);
- 6. Характер отложений объекта исследований (торф, растительные макроостатки, гиттия и др.), таблицы аналитических данных;
- 7. Стратиграфическая колонка разреза;

• 8. Рисунки спорово-пыльцевых диаграмм и диаграмм диатомовых водорослей;

• 9. База литературных источников, созданная авторами. Тексты статей, опубликованных в российских и иностранных научных журналах, становятся доступны для пользователей, и с информацией об объекте можно ознакомиться из первоисточника.

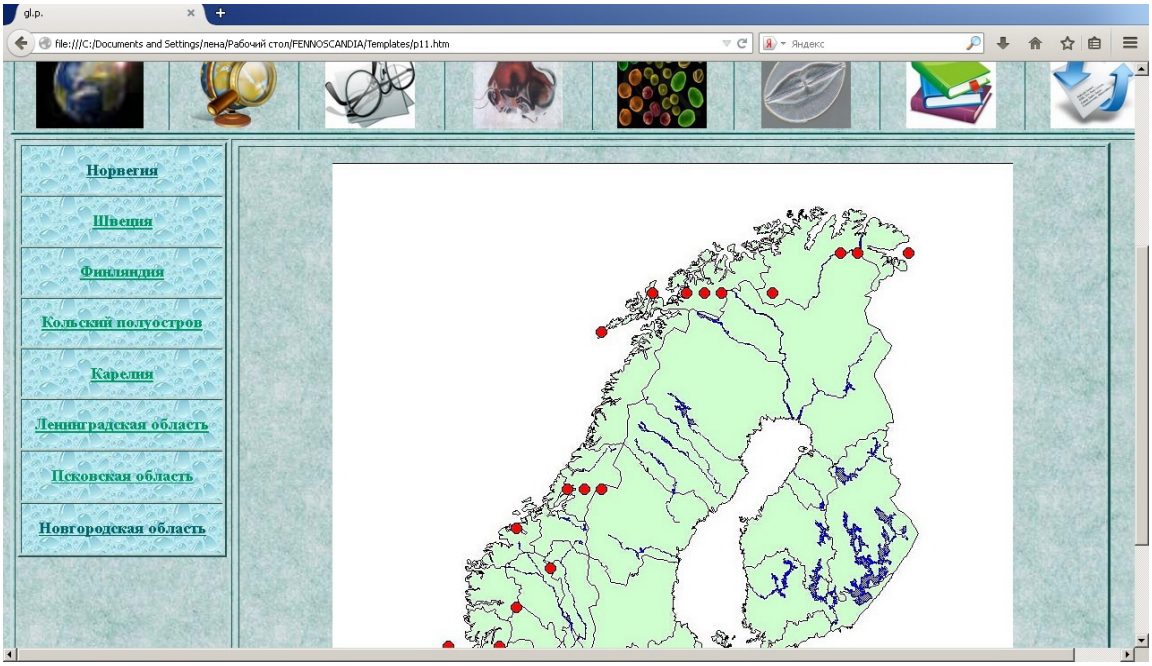


Рис. 1. Внешний вид страницы ГИС «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA»

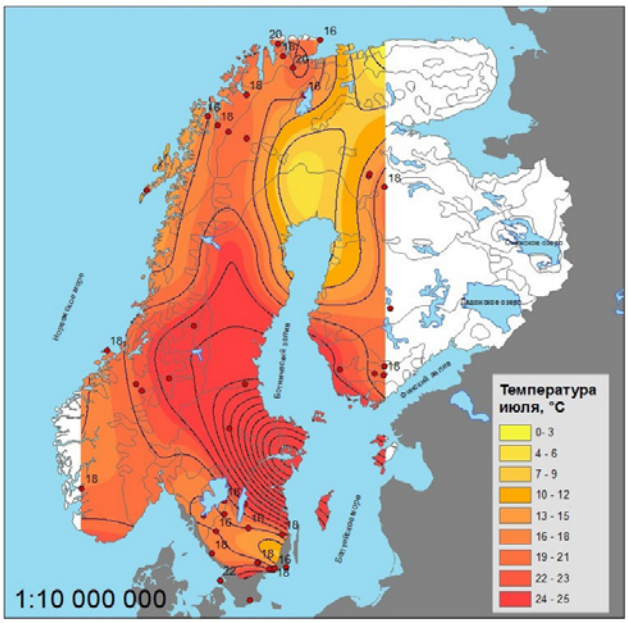


Рис. 2. Карта палеотемператур июля Фенноскандии в позднем пребореале (Кошелева и др., 2014)

Собранный фактический материал (Кошелева и др., 2015) позволяет реконструировать условия природной среды и при необходимости экстраполировать эти данные на схожие местоположения.

Растительность весьма быстро реагирует на всякие изменения климатических условий, а, следовательно, изменяется и количество пыльцы, продуцируемой этой растительностью. Спорово-пыльцевой анализ, за счет хорошей сохранности спор и пыльцы растений, дает представление о целом растительном комплексе, господствовавшем в прошлом в данной местности.

Для любого рода или вида растений, входящего в изучаемое растительное сообщество, можно вычислить вероятность его существования для любой конкретной температуры и для любого количества осадков. При помощи различных математических методов можно рассчитать наиболее вероятную температуру января и июля, при которой будет благоприятно существовать все растительное сообщество.

Применение методов ГИС-моделирования позволяет создать климатическую карту территории исследования на конкретный временной срез. Например, инициальное заселение территории Фенноскандии приходится на ранний голоцен (Долуханов и др., 2014). Первым этапом заселения стал позднепребореальный период (PB_2: 9 300 – 10 000 ^{14}C л.н.). Для этого временного промежутка была произведена реконструкция палеоклиматических показателей: температуры января и июля (рис. 2), количество осадков.

Применение ГИС для моделирования природной обстановки, кроме возможностей быстрого анализа информации, несет и ряд трудностей. В первую очередь, это особенности визуализации данных в программном пакете ArcGis. Инструменты интерполяции в дополнительном модуле ArcGIS Spatial Analyst обычно делятся на *детерминированные* и *геостатистические* методы.

Детерминированные методы интерполяции присваивают значения местоположениям, основываясь на измеренных значениях, попадающих в окрестность интерполируемой точки, и на заданных математических формулах, которые определяют сглаженность результирующей поверхности. Детерминированные методы

включают ОВР (IDW) (обратно взвешенное расстояние), Естественная окрестность (Natural Neighbor), Тренд (Trend) и Сплайн (Spline).

Геостатистические методы основываются на статистических моделях, включающих анализ автокорреляции (статистических отношений между измеренными точками). В результате этого геостатистические методы не только имеют возможность создавать поверхность прогнозируемых значений, а также предоставляют некоторые измерения достоверности или точности прогнозируемых значений. Кригинг (Kriging) – это геостатистический метод интерполяции.

При этом в зависимости от того, какой из методов интерполяции был выбран пользователем – информация, представленная на карте, будет различной. Еще одна трудность состоит в проведении границ ландшафтов – чаще всего используются современные границы ландшафтов, без учета их возможного изменения в пространстве на протяжении всего времени исторического развития территории.

Список литературы:

Долуханов П.М., Кошелева Е.А., Лисицин С.Н., Субетто Д.А. Восточная Фенноскандия и прилегающие территории северо-запада Восточно-Европейской равнины // Первоначальное заселение Арктики человеком и условия меняющейся природной среды: Атлас-монография. – М.: ГЕОС, 2014. – С. 53-72.

Кошелева Е.А., Кошелев С.А. Географическая информационная система «LGT – HOLOCENE FENNOSCANDIA» // Современные проблемы и пути их решения в науке, транспорте, производстве и образовании 2011: Сб. научн. трудов SWorld // Материалы международной научно-практической конференции. – Вып. 4. – Т. 4. Одесса: Черноморье, 2011. – С. 32-35.

Кошелева Е.А., Одинокова Е.В. Моделирование структуры, функционирования и эволюции ландшафта // Природное культурное наследие: междисциплинарные исследования сохранение и развитие. Коллективная монография – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И.Герцена, 2014. – С. 119-123.

Кошелева Е.А., Кошелев С.А., Субетто Д.А. База палеогеографических данных «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA». Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620220, 06.02.2015 г.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОЛАНДШАФТНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ПАЛЕОКАРПОЛОГИИ

В.Л. Кошкарова[1], А.Д. Кошкаров[2]

[1]*Институт леса им.В.Н.Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия,* avkashkara@akadem.ru

[2]*Красноярский гос. педагогический университет им. В.П. Астафьева,* avkashkara@akadem.ru

THE RECONSTRUCTION OF THE PALEOGEOGRAPHY AND THE PALEOLANDSCAPE OF CENTRAL PART OF THE TUVA IN THE LATE HOLOCENE BY PALEOCARPOLOGICAL MATERIALS

V.L. Koshkarova, Sukachev Forest Institute SB RAS, Krasnoyarsk, Russia,
A.D. Koshkarov, V.P. AStaf'ev Krasnoyarsk State pedagogical University

Природные условия Тувы в голоцене изучены до настоящего времени недостаточно (Шорыгина, 1960; Орлова, 1980; Ямских, 1982, Чугунов и др., 2002). На основе палеокарпологического материала проведено климатостратиграфическое расчленение голоценовых отложений (10 разрезов, имеющих радиоуглеродное подтверждение по ^{14}C) Тувинской котловины и предгорий Восточного Танну-Ола и Западного Саяна. Выполнена палеогеографическая реконструкция позднего голоцена. Установлена динамика видовой структуры типов растительности и климата Тувинской котловины и для экотонов высотных поясов (предгорье, низкогорье и среднегорье) по временным периодам 0-1000, 1000-2000, 2000-2500, 2500-3000,3000-3500, 3500-4000 л.н.

При анализе палеокарпологического материала, опираясь на принцип актуализма, мы использовали главным образом метод эколого-ценотического анализа, применяемого при фитоиндикации современных лесных экосистем (Буторина, 1966; Молокова, Назимова, 1991 и др.). Для всех разрезов построены карпограммы (гистограммы, показывающие количественное распределение в выделенных комплексах макрофоссилий растений, определенных до вида, в соответствии со стратиграфией разреза), например, рис. 1. Основываясь на физиономичности макроостатков, каждый их комплекс рассматривался по трем гетерогенным уровням (фация, местность, ландшафт). На этой основе определялось пространственное распределение палеосообществ разной структуры. Это позволило построить палеоботанические профили для определенных временных отрезков. Количественные показатели климатических условий прошлого определялись по ареалогическому (Гричук, 1969) и аналоговому (Будыко, 1991) методам. На основе геолого-геоморфологического районирования и экстраполяции обобщенных данных по реконструкции растительного покрова с учетом эколого-биологических особенностей древесных пород составлены карты палеоландшафтов Центральной части Тувы, например, рис.2. Их распределение выполнено для шести временных срезов позднего голоцена, отразившее закономерности высотно-поясного, зонального и интразонального характера. Актуалистической основой для их выделения послужила карта современных ландшафтов Алтае-Саянского Экорегиона (Самойлова и др., 2001). Особо отмечена миграционная динамика сосновых комплексов (реликтовых в настоящее время в Тувинской котловине): на картах показана динамика ценотических ареалов сосны во взаимосвязи с другими ценотипами лесообразователей, а также с кустарниково-травянистой растительностью.

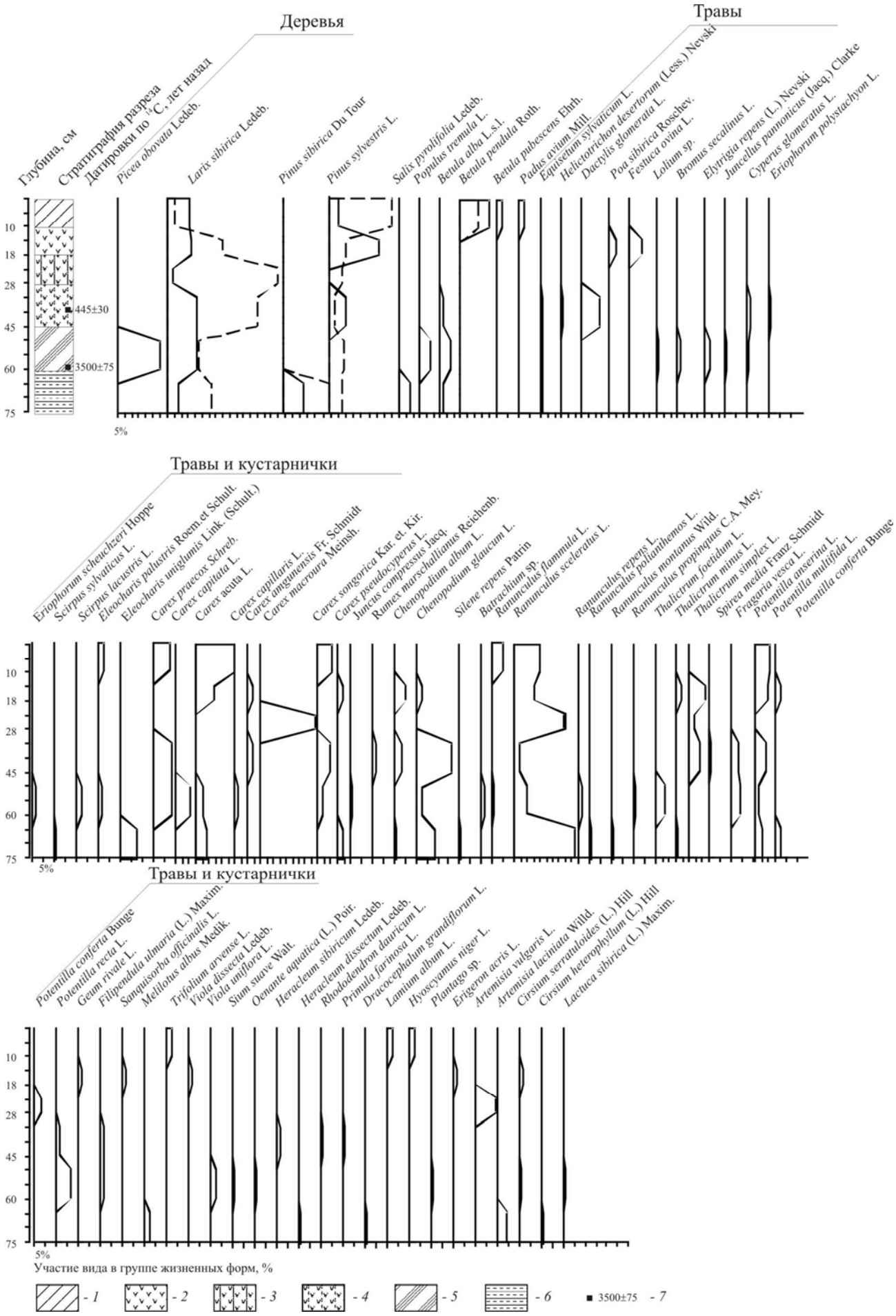


Рис. 1. Карпограмма разреза "Оден-Шоль"(Тува)

Виды торфа: 1 – осоковый торф, 2 – травяной, 3 – древесно-травяной, 4 – травяно-древесный; 5 – ил; 6 – суглинок с песком. 7 – глубина отбора образцов на радиоуглеродный анализ и датировки по ^{14}C.

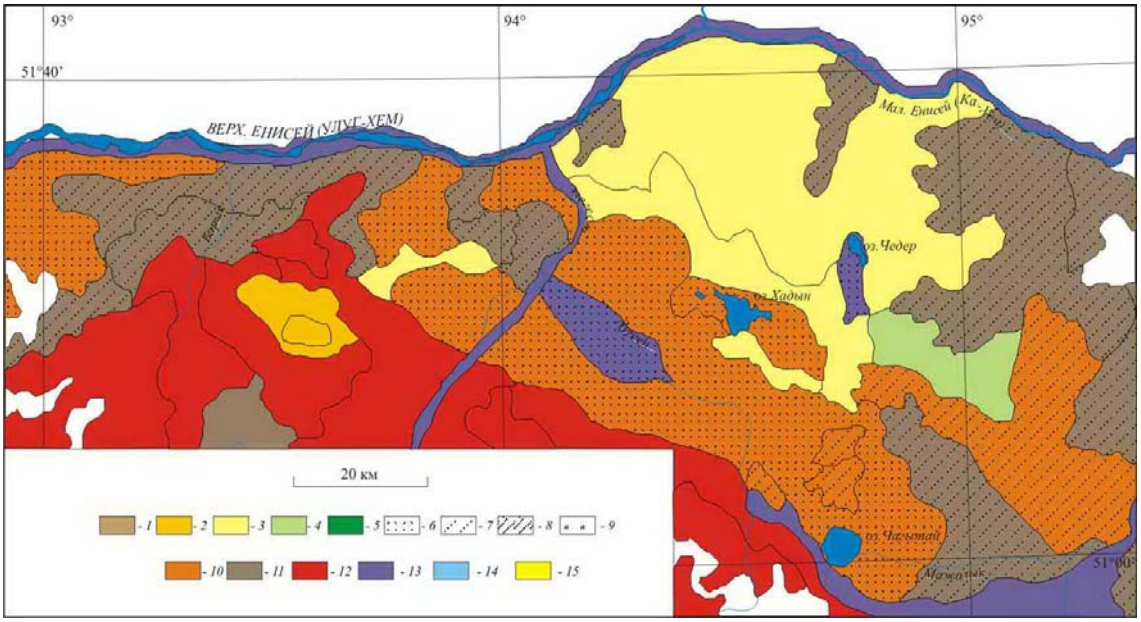


Рис. 2. Карта распределения типов растительности на территории Центральной Тувы 4000 л.н.

Типы растительности. Степь: 1 –опустыненная, 2 – злаковая, 3 – разнотравная, 4 – луговая. 5 – Луга. 6 – Лесостепь. 7 – Подтайга. 8 – Горная тайга. 9- Редколесье. Господствующие лесообразующие породы: 10 – сосна, 11 – лиственница, 12 – кедр, 13 – ель, 14 – береза, 15 – тополь.

Проведенные исследования выявили, существование в конце суббореального периода континентального, более сухого и теплого климата, чем ныне. В то время вся Тувинская котловина была занята типичной сухостепью, а растительный покров среднегорного пояса был представлен подтаежным комплексом. Далее сформировавшаяся климатическая обстановка вследствие наступившего короткопериодного похолодания способствует развитию лесостепного комплекса в котловинной части, а в среднегорье – горнотаежного подобного равнинному среднетаежному. Позже пришедшее более длительное потепление климата привело к устойчивому вытеснению степью лесостепных и подтаежных комплексов в среднегорье и миграции темнохвойных пород в высокогорья. Дальнейшее незначительное похолодание постепенно преобразует растительный покров Центральной Тувы в современный облик. Важно отметить, что в течение позднего голоцена происходило неоднократное расширение и сокращение площадей сосновых лесов с их миграцией, как на более высокие орографические уровни, так и в котловину.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 1105-00-175а и № 14-05-00088).

Список литературы:

Будыко М.И. Аналоговый метод оценки предстоящих изменений климата // Метеорология и гидрология. –1991. – № 4. – С. 5-15.

Буторина Т.Н. Характеристика лесообразующих пород и экологический анализ живого покрова лесов заповедника "Столбы" // Труды гос.заповедника "Столбы". – Вып.5. – Красноярск, 1966. – С.5-71.

Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. – М.: Наука, 1969. – С. 41-51.

Орлова Л.А. Новые данные по радиоуглеродной хронологии озерных отложений Тоджинской впадины (Тува) // ДАН СССР. – 1980. – Т.250. – № 6. – С. 1427-1430.

Самойлова Г.С., Василевский А.В., Махонова Т.М., Платэ А.Н. Ландшафтная карта Алтае-Саянского Экорегиона. М.: ИГЕМ РАН, 2001. М-б 1: 2 000 000.

Чугунов К.В., Наглер А., Парцингер Г. Элитное погребение эпохи ранних кочевников в Туве (предварительная публикация полевых исследований российско-германской экспедиции в 2001 году). Археология, этнография и антропология Евразии. 2. – СПб, 2002. – С.115-124.

Шорыгина Л.Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы // Труды ГИН АН СССР. – 1960. – Вып. 26. – С. 165-203.

Ямских А.Ф. Палеогеография и хронология голоцена юга Приенисейской Сибири //Тез.докл. XI конгресса INQUA. – М., 1982. –С. 354-355.

СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА УЧАСТКЕ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОТ АНАПЫ ДО НОВОРОССИЙСКА И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ В НИХ СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

О.Ю. Крицкая[1], А.А. Остапенко[1], В.И. Попков[1], О.Н. Быхалова[2]

[1]*Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,* oksana_krit@mail.ru

[2]*Государственный природный заповедник «Утриш», Анапа, Россия*

SEISMOGENIC AND GRAVITATIONAL DEPOSITS AT THE BLACK SEA COAST BETWEEN ANAPA AND NOVOROSSIYK AND PECULIARITIES OF MODERN EXOGENOUS PROCESSES HERE

O.Y. Krickaya, A.A. Ostapenko, V.I. Popkov, I.E. Dementjeva, Kuban State University, Krasnodar, Russia;
O.N. Bihalova, State Natural Reservation «Utrish», Anapa, Russia

Черноморское побережье Северо-Западного Кавказа является областью распространения типичных флишевых отложений мелового и палеогенового возраста. Однако на некоторых участках уже в четвертичном периоде эти отложения подверглись существенной сейсмогравитационной переработке, что нашло отражение в проявлении современных экзогенных геологических процессов, в рельефе и облике прибрежных ландшафтов.

Следы максимальной сейсмотектонической переработки отмечаются на участке побережья от устья р. Сукко до устья р. Озерейка, включая м. Утриш, п-ов Малый Утриш, оз. Абрау. Отдельные сейсмогравитационные проявления встречаются вплоть до п. Мысхако (окраина г. Новороссийска). Данная территория протягивается на расстояние около 35 км. Полевыми исследованиями был охвачен участок протяженностью около 20 км, значительная часть которого находится на территории Государственного природного заповедника «Утриш». Помимо материалов полевых исследований авторов, в работе использовались данные дешифрирования космических снимков, а также разнообразные специальные карты, в том числе подводного рельефа.

Всего в ходе проведенных исследований к настоящему моменту закартированы и описаны 9 крупных сейсмогравитационных образований, а также отдельные первичные сейсмодислокации (Попков и др., 2015).

Среди рассматриваемых сейсмогравитационных деформаций по морфологии и характеру отложений было выделено два типа. Первый – сложные сейсмически возбужденные потоки и консеквентно-детрузивные оползни с большой энергией. К ним относится большая часть изученных структур. Второй – типичные консеквентные оползни скольжения и блокового строения, как правило, развитые на периферии крупных сейсмогравитационных деформаций.

Сейсмогравитационные структуры первого типа состоят из полностью дезинтегрированных горных пород преимущественно щебнисто-глыбового состава с примесью глины. Практически всегда в этот матрикс включены крупные глыбы песчаников или целые блоки коренных пород, сохранившие первоначальную слоистость. Породы эти везде не литифицированы и не сцементированы, что приводит к активному развитию здесь экзогенных геологических процессов. Морфология таких структур достаточно сложная, но в целом они характеризуются типичным оползневым холмисто-западинным рельефом с отдельными понижениями, асимметричными цирками, грядами и увалами.

Сейсмогравитационные структуры второго типа состоят из коренных пород палеогенового флиша со слабо нарушенным залеганием и представляют собой типичные оползневые тела с выраженными в рельефе блоками и оползневыми террасами.

Все эти объекты, а также границы между ними, достаточно четко выделяются в рельефе и на космоснимках.

Для предварительной оценки возраста данных форм и связанных с ними отложений использовались карты подводного и берегового рельефа, а также материалы археологических и палеосейсмологических исследований.

В результате был сделан вывод, что сейсмогенная переработка данного участка побережья происходила в течение нескольких этапов. Нижний возрастной рубеж пока не установлен. Верхний предел возраста Утришско-Абраусских дислокаций определяется отсутствием в области их развития голоценовой новочерноморской террасы, а также тем, что оползневой бугристо-западинный рельеф современного подводного склона сохранился, начиная с глубин 4–5 м, т.е. непосредственно ниже зоны современной волновой абразии. Данные археологических и палеосейсмологических исследований также свидетельствуют о проявлении здесь сильных землетрясений (не менее 8 баллов), произошедших в конце первого тысячелетия до н.э. и в I–III вв. н.э. (Винокуров, Никонов, 1998; Рогожин, Захарова, 2002).

С относительно недавней тотальной сейсмогенной переработкой склонов, динамическое равновесие которых еще не установилось, связано широкое распространение экзогенных геоморфологических процессов и их высокая современная активность. На слабо задернованных участках наиболее ярко проявляются эрозионные процессы. Они, прежде всего, отмечаются в прибрежной зоне и на крутых склонах речных долин, сохранившихся от предыдущего (доползневого) этапа геологической истории этой местности. Действие подобных процессов было отмечено на склонах щелей Лобанова, Базовой, Водопадной и некоторых других. Очень активна эрозия на склонах, сложенных более мелким коллювием, например, в окрестностях Водопадной щели.

Помимо эрозионных, наиболее активными являются склоновые процессы, преимущественно на фронтальных частях сейсмогравитационных структур, подвергающихся абразионной переработке в береговой зоне моря. Здесь шторма активно размывают подножие клифа, не давая ему выполаживаться, что способствует развитию и активному течению осыпных и обвальных процессов. Наиболее активные в этом отношении участки берега индицируются не окатанным или слабо окатанным пляжевым материалом, свежими обвальными и осыпными конусами. Подобные участки были отмечены в ходе проведения маршрутного обследования территории на фронтальной части оползня Большого Утриша (рис.), участке побережья между Водопадной щелью и районом лагун, участке побережья между Базовой щелью и южной (морской) границей заповедника, фронтальном участке оползневого тела на левобережье Лобановой щели. Осыпные процессы также очень активны на крутых слабо задернованных склонах отдельных тектонических отторженцев (вершины над п. М. Утриш).

Темпы абразии в целом по сравнению с участками Черноморского побережья, где выходят коренные породы, выглядят сниженными, о чем свидетельствуют основные морфологические черты берега исследуемой территории (достаточно широкий пляж). Это объясняется большим количеством коллювия, поступающего в

зону прибоя. Однако абразия все равно достаточно активна на участках выступов берега, где рыхлые коллювиальные отложения практически сразу обваливаются в море. Судя по обнаженным корням деревьев на участках с невысоким клифом, и по количеству упавших на пляж деревьев, темпы абразии могут составлять десятки сантиметров в год, что не соответствует широко распространенному представлению об устойчивости флишевых берегов черноморского побережья Кавказа. На таких участках пляжевый материал не окатан, не сортирован и представлен преимущественно остроугольными обломками песчаников и алевролитов. Профиль равновесия пляжей здесь также практически нигде не выработан, что свидетельствует о его постоянной активной переработке. Наиболее стабильными и широкими являются пляжи в районе лагун (к северо-западу от г. Медведь) и поселка М. Утриш, приуроченные к языкам древних оползней. Здесь же отмечаются и аккумулятивные береговые формы (бары), свидетельствующие о снижении активности абразии и длительной переработке данных участков берега. Возникновение лагун можно связать с углублениями в телах оползней, которые некоторое время напрямую сообщались с морем, но благодаря изобилию пляжевого материала достаточно быстро отсеклись от моря барами.



Переработка экзогенными процессами сейсмогравитационных отложений в районе мыса Утриш.

На естественный ход экзогенных процессов, перерабатывающих сейсмогравитационные отложения, может существенно повлиять хозяйственная деятельность человека, и в первую очередь – строительство берегоукрепительных и портовых сооружений, которые могут резко изменить сложившийся режим абразии, перемещения и аккумуляции морских наносов. Это, в свою очередь, повлияет и на активность склоновых процессов. Такие сооружения могут быть возведены за пределами территории и акватории заповедника «Утриш», но оказать через некоторое время мощное негативное воздействие на охраняемые природные комплексы самого заповедника.

Список литературы:

Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. – Том 2. – Москва: Геос, 2015. – С. 44–49. ISBN 978-5-89118-693-4

Винокуров Н.И., Никонов А.А. О следах землетрясений античного времени на западе европейского Боспора // Российская археология. – 1998. – № 4. – С. 98–106.

Рогожин Е.А., Захарова А.И. Землетрясения голоцена и долговременный сейсмический режим Северо-Западного Кавказа // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОНЗ РАН». – 2002. – № 1(20). – URL: http://www.scgis-ru/russian.

АНАЛИЗ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И В ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗ. КАМЫШОВОЕ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Ю.А. Кублицкий[1], Д.А. Субетто[1,2], М.А. Кулькова[1], О.А. Дружинина [3], Х.А. Арсланов [4]

[1] РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург; Uriy_87@mail.ru*, Kulkova@mail.ru*

[2] Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН; Subetto@mail.ru

[3] БФУ им. И. Канта, Калининград; olga.alex.druzhinina@gmail.com

[4] СПбГУ, Санкт-Петербург; arslanovkh@mail.ru

ANALYSIS OF THE CLIMATIC CHANGES AT LATE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE BASED ON PALAEOLIMNOLOGICAL STUDIES OF THE KAMYSHOVOE LAKE (KALININGRAD REGION)

I.A. Kublitskiy, D.A. Subetto M.A. Kulkova, O.A. Druzhinina, Kh.A. Arslanov,
Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia;
Northern Water Problems Institute, KarRC, Russian Academy of Sciences
Baltic Federal University of Immanuil Kant, Kaliningrad, Russia;
St. Petersburg State University, Russia

Одно из приоритетных направлений в палеогеографии – реконструкция природных обстановок прошедших эпох, поскольку для понимания современных климатических изменений необходимо детально исследовать изменения климата в прошлом. Донные отложения озер являются богатым материалом для изучения палеоэкологических обстановок (Субетто, 2009), поскольку они не только консервируют в себе пыльцу растений, диа-

томовые водоросли и макроостатки органики, но и сам элементарный состав является надежным источником получения палеогеографической информации. В данной статье рассмотрена реконструкция изменения природных обстановок, основанная на геохимическом анализе в сочетании со статистической обработкой, потерях при прокаливании и радиоуглеродном анализе донных отложений оз. Камышовое (54º22’53’’ с.ш., 22º42’8’’ в.д., 189 м. над уровнем моря), расположенного на Виштынецкой возвышенности, в юго-восточной части Калининградской области (рис. 1). Озеро расположено в межкамовой котловине (Орленок, 2003), в пределах Южно-Литовской стадии оледенения (Raukas et al., 2010). Актуальность исследования заключается в том, что на российской части данного региона до настоящего времени изучение донных отложений озер для палеолимнологических реконструкций не проводились.Методика полевых работ, литологического и радиоуглеродного анализа, а также потерь при прокаливании подробно изложена в опубликованной статье (Кублицкий и др., 2014).

Геохимический анализ проводился на базе лаборатории окружающей среды РГПУ им. А.И. Герцена на спектрометре «МАКС-GV», в соответствии со стандартной методикой определения массовой доли оксидов и металлов в порошковых пробах почв для рентгенофлюорисцентного анализа. Вся отобранная колонка была разделена на образцы по 1 см, для геохимического анализа были отобраны образцы с шагом 1 см через 1 см. Корреляционный и факторный анализы проводились с использованием пакета прикладных программ Statistica 6.0.

В результате геохимического анализа было обработано 483 образца, по каждому из которых было получено процентное содержание 25 элементов и оксидов. Результаты химического состава отложений были обработаны методами корреляционного и факторного анализов. Данные корреляционного анализа позволяют выделить несколько групп химических элементов, связанных с разными минеральными фракциями. К первой группе относятся элементы, входящие в состав терригенной составляющей, поступающей в водоем в результате физического выветривания при разрушении коренных пород (морена, флювио-гляциальные отложения: SiO_2, Al_2O_3, K_2O – кварц, глинистые минералы, силикаты (полевые шпаты), Fe_2O_3, MgO – роговая обманка, Zr, TiO_2 – циркон, титаномагнетит. Во вторую группу входят химические элементы, входящие в состав щелочно-карбонатной составляющей – Na_2O, CaO и образующиеся в результате процессов химического выветривания и осаждения. К третьей группе относятся элементы, входящие в состав органо-минеральных комплексов и связанных с растительным детритом: Zn, Pb, Co, P_2O_5, MnO. Эти группы элементов накапливаются в различных условиях седиментации, что отражают данные факторного анализа.

Первый фактор факторного анализа показывает антагонизм между химическими элементами, входящими в состав карбонатной составляющей (CaO, Na_2O) и компонентами обломочной, терригенной составляющей, такими, как глины, полевые шпаты, кварц, роговая обманка, циркон и т.д. (SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Zr). Изменения значений первого фактора связаны с изменениями условий осадконакопления. В нижней части отложений (1200-970 см) накапливаются алевритовые и глинистые отложения, обогащенные терригенной, обломочной составляющей (SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, Zr), обедненные органикой и карбонатной составляющей. На глубине (970-870 см) происходит изменение условий осадконакопления, появляются компоненты карбонатной составляющей, на глубине 870-480 см фиксируется образование карбонатных гиттий, содержание CaO в которых достигает около 40%. По-видимому, для этого этапа характерно более высокая влажность, по сравнению с предыдущим периодом, который был более сухим и прохладным.

Второй фактор характеризуется формулой (Zn,Co,Pb,Fe_2O_3,SiO_2,P_2O_5 / CaO, Na_2O, MnO, Al_2O_3). Антагонизмом химических компонентов (Zn,Co,Pb,Fe_2O_3,SiO_2,P_2O_5), характеризующих восстановительные условия осадконакопления и элементов (CaO,Na_2O,MnO,Al_2O_3), соединения которых характерны для более окислительных условий. На глубине 600 см происходит смена окислительно-восстановительных условий осадконакопления и начинается заболачивание и эвтрофикация водоема. Продуктивность водоема может быть также охарактеризована соотношением SiO_2/Al_2O_3, которое связано с увеличением диатомовых водорослей в водоеме (Скляров, 2001; Кулькова, 2001).

В результате проведенных исследований выделено несколько этапов осадконакопления, связанных с изменением природно-климатических обстановок:

1 этап – глубина 1199-1012 см, отложения глинистого алеврита (11600-10310 лет назад). Характеризуются повышенным содержанием терригенной составляющей. Органическая составляющая практически отсутствует. Климатические условия холодные и сухие.

2 этап – гл. 1012-840 см (10310-8740 л.н.) – глинистая гиттия, наряду с высоким содержанием терригенной составляющей в отложениях появляется карбонатная составляющая. Климатические условия становятся менее холодными и сухими. Водоем становится более проточным, устанавливается более окислительная среда в водоеме. Фиксируются небольшое повышение продуктивности водоема (диатомовые водоросли).

3 этап – гл. 840-600 см (8740-4560 л.н.) – карбонатные гиттии. Характеризуются увеличением карбонатной составляющей, что свидетельствует о влажном и теплом климате с высокой скоростью выветривания и седиментации. Максимальные значения продуктивности водоема отмечаются на глубине 700-650 см (5790-5100 л.н.), что соответствует атлантическому термальному максимуму.

На глубине 650-570 см (5100-3850 л.н.) продуктивность водоема немного уменьшается, на этой глубине также отмечается уменьшение карбонатной составляющей и увеличение терригенной составляющей, а также увеличение элементов, связанных с органо-минеральными комплексами, что свидетельствует об интенсивной эвтрофикации водоема. Этот период хорошо совпадает со временем перехода от атлантического к суббореальному климату- более прохладному и сухому.

4 этап – гл.600-424 см (4560-2850 л.н.) – карбонатная гиттия. Уменьшение карбонатной составляющей и увеличение терригенной составляющей в отложениях этого этапа свидетельствует об уменьшении степени химического выветривания. Наряду с этим процессом происходит увеличение органо-минеральных комплексов, связанных с увеличением растительной и детритовой составляющих, что является индикатором эвтрофикации

водоема. Продуктивность водоема в это время повышенная, но несколько ниже, чем в предыдущий период. Этот этап соответствует суббореальному периоду.

5 этап – гл. 424- 250 см (2850-650 л.н.) – органогенная гиттия. Увеличение карбонатной и органогенной составляющих. Это свидетельствует о влажных климатических условиях и эвтрофирования водоема. Этап соответствует субатлантическому периоду.

Общая схема реконструкции изменения природных обстановок и корреляция полученных данных с данными ближайших объектов будут представлены на конференции.

Исследования проводятся при финансовой поддержки РФФИ (№ 12-05-33013; 13-05-01039) и РФФИ-РГО_а (13-05-41457).

Список литературы

Географический атлас Калининградской области. Гл. ред. Орленок В. В. Калининградский государственный университет. Калининград. 2003. – 277 с.

Интерпретация геохимических данных: Учебное пособие, И.В. Скляров и др., Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

Кублицкий Ю.А., Субетто Д.А., Дружинина О.А., Арсланов Х.А., Сходнов И.Н., Мастерова Н.Н. Палеоклиматическая реконструкция изменений природно-климатических обстановок в конце плейстоцена и голоцене в Юго-Восточной части Балтийского региона по данным литологического анализа и динамике потерь при прокаливании. С.Пб.: Астерион // Общество. Среда. Развитие, 2014.

Кулькова М.А. Геохимическая индикация ландшафтно-климатических изменений в голоцене. Историческая геология и эволюционная география. СПб., 2001.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. – 344 с.

Raukas A. Wojciech T.J. Stankowski and others, Chronology of the last deglaciation in the Southeastern Baltic region on the basis of recent OSL dates, Geochronometria – 2010. – №36. – pp 47-54.

ГОЛОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ ПРИЛАДОЖЬЯ

Д.Д. Кузнецов

Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия, dd_kuznetsov@mail.ru

HOLOCENE SEDIMENTATION IN SMALL LAKES IN PRILADOZJE

D.D. Kuznetsov, Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russia

В ходе палеолимнологических исследований на малых озерах Приладожья установлены особенности озерного осадконакопления, позволяющие выделить несколько этапов: 1) этап озерно-ледникового осадконакопления (ленточные глины) в условиях глубоководного олиготрофного приледникового озера, фиксируемый в озерах расположенных на отметках до 16 м над у.м., время формирования ранее 11600 календарных л.н.; 2) этап озерного минерогенного осадконакопления (глинистые и песчаные алевриты, пески), фиксируемый в озерах, расположенных на высоких отметках, время формирования ранее 10000-12000 календарных л.н.; 3) этап озерного смешанного осадконакопления (глинистые гиттии), фиксируемый в озерах, котловины которых на определенных этапах входили в состав крупных бассейнов; 4) этап озерного органогенного осадконакопления (гиттии), фиксируемый во всех озерах, время формирования после 10000-12000 календарных л.н. вплоть по настоящее время. В озерах, возникших в результате изоляции от более крупного водоема, отмечено более сложное строение отложений и начало формирования гиттий соотносится с временем изоляции. Средняя мощность гиттий в глубоководных частях меняется в широких пределах, в среднем от 3 до 6 м. Скорость осадконакопления в голоцене составляет преимущественно 0,2-0,5 мм/год. Содержание органического вещества в гиттиях составляет в основном от 20 до 60%. Изменения в содержании органического вещества в однородных гиттиях в первую очередь отражают изменения продуктивности водной экосистемы на тот или иной временной период и, таким образом, служат косвенным индикатором климатических процессов. В докладе приведен обзор оригинальных данных по изменению содержания органического вещества в колонках донных отложений ряда разнотипных озер Северо-Запада Европейской России.

К ПРОБЛЕМЕ КОРРЕЛЯЦИИ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Р.Н. Курбанов

Институт географии РАН, Москва, Россия, roger.kurbanov@gmail.com

CORRELATION MARINE AND CONTINENTAL DEPOSITS OF SOUTHEASTERN COAST OF CASPIAN SEA

R.N. Kurbanov, Institute of Geography RAS, Moscow Russia

Юго-восточное побережье Каспийского моря остается малоизученным, несмотря на наличие многочисленных антиклинальных структур, в которых вскрываются разрезы четвертичных отложений, широкое распро-

странение морских террас и переслаивание в разрезе морских каспийских отложений с континентальными, представленными аллювием Узбоя и Палео-Амударьи, переходящим в озерные отложения в районе Сарыкамышской впадины. На значение разрезов Западной Туркмении для общей стратиграфии Каспийского региона в своих работах указывали П.В. Федоров (1946), Л.А. Невесская (1958) и Б.А. Федорович, отмечая, что они«по своей полноте могут быть сопоставимы лишь с классическими разрезами Азербайджана» (Федоров, 1948).

В геоморфологическом плане юго-восточной участок каспийского побережья соответствует Западно-Туркменской низменности (рис.), характеризующейся равнинным рельефом с рядом небольших антиклинальных поднятий, протягивающихся в Прибалханском районе вдоль линии Челекен – Большой Балхан и Кеймир – Чекишляр в южной части низменности (Геология..., 1957). Четвертичные отложения, имеющие здесь значительную мощность, скрыты под толщей эоловых песков и пролювиального шлейфа Западного Копетдага, Большого и Малого Балхана (Свиточ, Янина, 1997). Доступными для изучения являются лишь отдельные разрезы в бортах антиклинальных поднятий, ядра которых в большинстве случаев сложены челекенской свитой (красноцветная толща, аналог продуктивной толщи Азербайджана). В пределах Западно-Туркменской низменности морские каспийские отложения развиты повсеместно и в отдельных разрезах перемежаются аллювиальными отложениями каракумской свиты и пролювием обрамляющих низменность горных систем.

Отложения акчагыльского яруса в пределах Западно-Туркменской низменности имеют весьма широкое распространение. Полный разрез этих отложений обнажен на некоторых структурах Прибалханского района (Челекен, Монжуклы, Боя-Даг и Сыртланли), а также в западных отрогах Копетдага, на южном склоне Малого Балхана (Али-Заде, 1961).

Анализ разрезов ряда антиклинальных структур Прибалханского района и Западно-Туркменской низменности показывает (Челекен, Мондуклы, Боядаг), что акчагыльские отложения на рассматриваемой площади подвержены большим фациальным изменениям; резко колеблется также их мощность (Али-Заде, 1961). Акчагылу соответствует редко встречающаяся в разрезе и в скважинах толща континентальных отложений с отпечатками следов и редкими обломками костей и зубов верблюдов, хищников и мелких грызунов (юг Красноводского п-ова).

Проведенные В.В. Трубихиным палеомагнитные исследования акчагыльских отложений Западной Туркмении (Трубихин, 1977), указывают на связанную с границей среднего и верхнего акчагыла инверсию Гаусс-Матуяма. Вопрос соотношения стратиграфических единиц международной стратиграфической школы (МСШ) и шкалы морского плейстоцена Каспийской области к настоящему моменту окончательно не определен.

Согласно В.К. Шкатовой (2013), для квартера Каспийской области выделяется 6 надгоризонтов: акчагыльский, апшеронский, бакинский, хазарский, хвалынский, каспийский. К акчагыльскому надгоризонту относятся верхний горизонт среднего акчагыла (узенский), в основании которого выделяется инверсия Гаусс-Матуяма, и весь верхний акчагыл. Соответственно, верхняя половина акчагыла (в общепринятом понимании), соотносится с гелазским ярусом МСШ. В свою очередь, апшеронский надгоризонт соответствует калабрийскому ярусу.

Таким образом, в настоящее время основанием четвертичного периода в Западной Туркмении являются отложения позднего акчагыла, на которых с резким несогласием залегают породы апшеронского яруса, обнажающиеся на антиклинальных поднятиях Челекена, Небит-Дага, Монджуклы и др. Выходы апшерона известны также в предгорьях Западного Копет-Дага и на Малом Балхане. На остальной площади они покрыты новейшими образованиями. На юге, в районе Кеймира, апшерон известен по данным глубокого бурения и подразделяется на три яруса, общая мощность определяется в 400—600 м. Перерывы в осадконакоплении отмечаются между средним и верхним ярусами, а также между апшеронским и бакинским ярусами.

На апшеронских глинах со следами размыва залегают континентальные крупнозернистые косослоистые аллювиальные пески тюркянской свиты. Мощность этого горизонта незначительна, он отмечается в отдельных разрезах, и на большей части территории денудирован.

Отложения бакинского яруса принимают участие в строении почти всех антиклинальных структур. Они представлены нижним и средним подъярусами. Только на п-ове Челекен встречены верхнебакинские моллюски *Didacnarudis Na1.* и *D. carditoidesAndrus.*, находящиеся во вторичном залегании. Отложения бакинского яруса представлены темными тонкослоистыми глинами с подчиненными прослоями глинистых песков. В основании отмечается базальный галечник, залегающий на размытой поверхности апшеронских отложений. Характерными являются*Didacnaparvula Na1., D. catillusEichw.* и формы, близкие к ним. Мощность бакинских отложений достигает 150-160 м (Федоров, 1948). Бакинские осадки дислоцированы; углы падения пластов на куполовидных структурах достигают 8—14°.

Отложения бакинского возраста в изученном нами разрезе Западный Челекендостигают значительных мощностей (до 200 м) и вскрываются на протяжении 5-6 км к северу от г. Хазар; они представлены серыми глинами, чередующиеся с подчиненными маломощными прослоями песков. Распределение бакинских отложений очень хорошо подчеркивает антиклинальный характер Челекенской складки – они охватывают кольцом её сводовую часть. П.В. Федоров (1948) отмечает постепенный переход бакинских глин в отложения урунджикского горизонта, при этом рассматривая последний как завершающую стадию бакинского яруса. Однако нами в ходе полевых работ в 2013 г. в размытой стенке разреза отмечен отчетливый переход плотных бакинских глин в суглинистую толщу зеленовато-серого цвета с характерной урунджикской фауной.

Отложения хазарского яруса широко развиты в северной части Западно-Туркменской низменности. На востоке они постепенно переходят в осадки древнеаллювиальной каракумской свиты. Выходы хазарских отложений отмечаются также по окраинам п-ова Дарджа, берегам Кёлькора и южнее. Залегающий в основании хазарского яруса ракушечник отнесен П.В. Федоровым (1948) курунджикскомугоризонту; он переполнен кардии-

дами, среди которых преобладают *Didacnaeulachia Bog., D. crassa Eichw*идр. Прибрежные морские отложения уруджикского горизонта вверх постепенно сменяются пресноводными осадками с *Unio*, а еще выше – наземными образованиями с растительными остатками (тростник и др.). Представлены они переслаивающимися палево-розоватыми песчанистыми глинами с прослоями серых кварцево-слюдистых песков. Мощность хазарских осадков достигает 100-120 м. На склонах куполовидных структур хазарские осадки полого дислоцированы (до 4-6°), на всей же остальной территории они залегают почти горизонтально.

Хазарские отложения в разрезах ряда антиклиналей (Челекен, Каратепе и др.) венчаются наземными образованиями типа заиленных отложений стариц голубовато-зеленоватого цвета. В районе Каратепе (Худай-Даг) в этом горизонте и непосредственно под ним П.В. Федоровым (1948) обнаружены в 1943 г. остатки слона, определенного как *Elephaswüsti M. Pavl.* Этот горизонт стратиграфически является переходным от хазарского к хвалынскому ярусу; он прослеживается на восток по долине Узбоя и далее встречается в ряде скважин. И.А. Дуброво и П.В. Федоров (Дуброво и др., 1996) считают эту толщу частьюкаракумской свиты, которая состоит из розовато-палевых алевритов и глин, переслаивающихся с подчиненными прослоями серых кварцево-слюдистых песков с катунами и галькой подстилающих глин, представляющих собой осадки Палео-Амударьи, формировавшиеся в условиях более быстрого течения и содержащие пресноводную фауну моллюсков.Верхняя часть этих песков содержит остатки позвоночных животных, многие нахождения которых приурочены к долине Палео-Амударьи. Так П.В. Федоровым, И.А. Дуброво и А. Нигаровым описаны нахождения *Paleooloxodonturkmenikus* в Худай-даге, Узбое и Уруджике, *Archidiskodon*в долине Узбоя близ оз. Ясха в толще с *Unio, Corbicula fluminalis Müll*и *Trogontheriichosaricus* в Южном Уруджике (Дуброво и др., 1996).



Основные разрезы четвертичных отложений юго-восточного побережья Каспийского моря: 1. Западный Челекен; 2. Небитдаг; 3. Монджуклы; 4. Уруджик; 5. Каратепе; 6. Кумдаг; 7. Тургайдаг; 8. Боядаг; 9. Кобек; 10. Малый Балхан; 11. Даната; 12. Межбалханский коридор; 13. Долина Узбоя

Стратиграфическое положение красноцветной толщи определяется перекрывающими её светло-серыми песками хвалынского возраста с характерной фауной *Didacna ebersini Fed., D. cristata Bog.* и подстилающими уруджикскими серыми песками и алевритами с обильной фауной *D. eulachia*и*D. pravoslavlevi*. Такое строение разреза прослеживает на Челекене, в Уруджике, Кумдаге и долине Узбоя.

В Западном Челекене к каракумской толще, по-видимому, относятся отдельные горизонты литологически разнообразных по составу чередующихся пачек глин и суглинков коричневых, и песка (алеврита) серого и серо-коричневого с присутствием гипса и редкими обломками мелких раковин. В близких по облику отложениях Челекена Л.А. Невесской (1957) отмечается присутствие в нижней части слоя: *Didacna pravoslavlevi Fed., Didacna lindlei, Dreissena polymorpha, Dreissena distinkta*. Выше по разрезу залегают желто-серые пески с хвалынскими формами *Didacna praetrigonoidesNal., D. pallasiPrav*.

Описанная нами на Челекене толща по А.И. Дуброво (Дуброво и др., 1996) является верхней частью каракумской свиты и содержит остатки млекопитающих (M.Trogontheriichosaricus и др.). Нижняя часть каракумской свиты в челекенском разрезе датируется как нижний хазар (фауна D. subpyramidataPrav., D. lindlei, D. paleotrigonoidasFed.).

Отложения хвалынского яруса, в отличие от бакинских и хазарских, морфологически хорошо выражены в виде террас: нижнехвалынские террасы, развитые на высотах от 9 (37) до 45 (73) м с *Didacna praetrigonoides Na1.* и *D. delendaBog.* иверхнехвалынские, развитые на отметках -2 (26) и -12(16) м, с *Didacna praetrigonoides Na1. etAnis* (Курбанов и др., 2013). Мощность хвалынских песков 5-15 м. На значительных площадях хвалынские отложения переработаны ветром (п-ов Дарджа, Кызылкумы).

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные по строению четвертичных отложений юго-восточного побережья Каспийского моря позволяют говорить о семи комплексах морских отложений, соответствующих наиболее крупным этапам развития Каспия (акчагыльский, апшеронский, бакинский, уруджикский, хазарский, хвалынский и новокаспийский) и весьма неполном и плохо изученном комплексе континентальных отложений, среди которых выделяются следы одновозрастных агчагыльским и апшеронским отложениям, а также тюркянские пески и мощная толща каракумской свиты. Литологическая однородность и широкое распространение последней, свидетельствуют о значительно меандрировании Палео-Амударьи, которая часто меняла свое русло от современной дельты Амударьи до Каспийского моря и имела значительную водность. Конец развития системы Пра-Амударьи, по-видимому, относится к началу хвалынской эпохи, с которой соотносится начало функционирования стока по Узбою, что подтверждается данными литоло-петрографического анализа отложений разреза Западный Челекен (Курбанов, 2013). Находки сухопутной фауны в Западной Туркмении приурочены к водным отложениям: в раннем плейстоцене (акчагыл, апшерон) – к речными и морским, в среднем и позднем плейстоцене – к речным и иногда озерным.

Список литературы:

Али-Заде А.А. Акчагыл Туркменистана. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – Т. 1. – 300 с.

Геология СССР. Том XXII: Туркменская ССР. – М.: Недра, 1957. – 660 с.

Дуброво А.И., Федоров П.В., Нигаров А.Н. О соотношении морских и континентальных плиоцен-плейстоценовых отложений Западной Туркмении // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1996 – Т. 4 – № 4 – С. 95-100.

Курбанов Р.Н., Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные по стратиграфии морского плейстоцена западного Челекена // Доклады РАН. –2014. – Т. 459. – № 6. – С. 1–4.

Курбанов Р.Н. Морфология и история развития юго-восточного побережья Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. – М. 2013. – 28 с.

Невесская Л.А. Четвертичные морские моллюски Туркмении. – М.: АН СССР, 1958. –93 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. – М.: МГУ, 1997. – 266 с.

Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. Тр. ГИН АН СССР. – М.: Наука, 1977. – Вып. 301. – 79 с.

Федоров П.В. Четвертичные отложения Западной Туркмении и их положение в единой стратиграфической шкале Каспийской области // Труды Института геологии АН ТССР. – Т. 2. – 1948. – С. 5-45.

Федоров П.В. Каспийские моллюски Западной Туркмении // Бюллетень Комисс. изучен.четвертичн. пер. – 1946. – № 13. – С. 54-66.

Шкатова В.К. Каспийский регион – опорный стратиграфический разрез «квартера России» // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов-на-Дону: Изд. ЮНЦ РАН, 2013. – С. 702-705.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ ЭРДНИЕВСКИЙ 16 (КАЛМЫКИЯ)

Р.Г. Курманов

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия, ravil_kurmanov@mail.ru

PALYNOLOGICAL SEPARATION OF NEOPLEISTOCENE SEDIMENTS AT ERDNIEVSKIY BOREHOLE 16 (KALMYKIA)

R.G. Kurmanov, Institute of Geology of the Ufimian SC RAS, Ufa, Russia

Отложения неоплейстоцена широко развиты в пределах изучаемой территории и залегают с размывом на апшеронском надгоризонте. В неоплейстоцене выделены три звена: нижнее (бакинский горизонт), среднее (нижний подгоризонт хазарского горизонта) и верхнее (верхний подгоризонт хазарского горизонта и хвалынский горизонт). Наименее изученными среди них являются отложения бакинского горизонта, что связано со значительной глубиной залегания этих пород и отсутствием выходов на дневную поверхность.

С целью изучения особенностей палинологического состава неоплейстоценовых отложений были проанализированы образцы поисково-разведочной скважины 16 (лист L-38-XI, Эрдниевский), пробуренной в 2001 г. Глубина скважины – 120 м. Лабораторная обработка проб проводилась по стандартной методике (Гричук, Заклинская, 1948). Всего палинологическим методом изучено 42 образца. В результате анализа было получено 18 репрезентативных палиноспектров, в 21 образце содержание пыльцевых зерен и спор не превышало 50 шт., в 3 пробах палиноморфы не обнаружены (рис.).

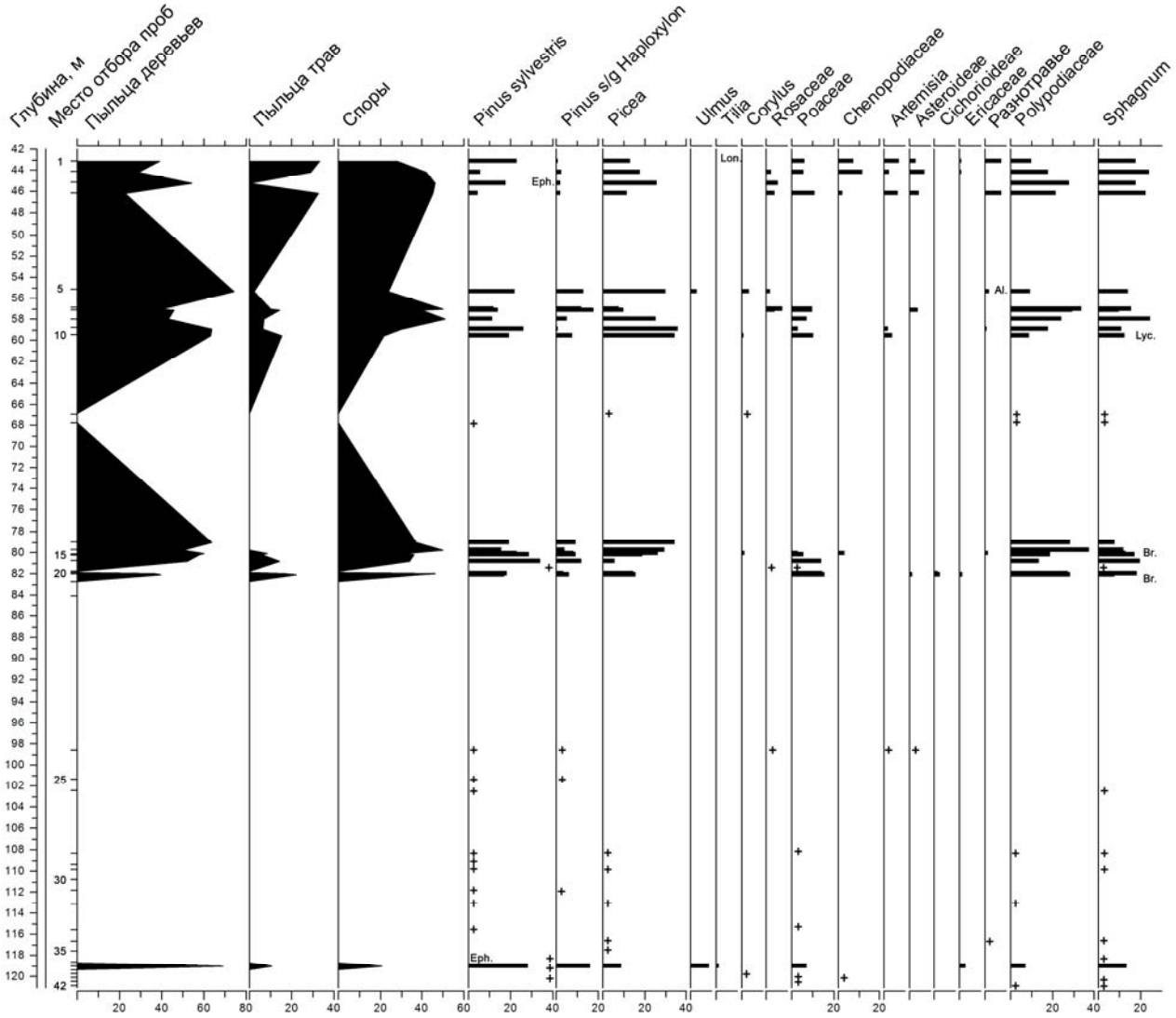
В большинстве образцов темно-серой глины (сл. 12, СП 27-29, инт. 108,5-109,9 м; СП 31-36, инт. 112,0-118,7 м; СП 28-42, инт. 119,3-120,8 м) обнаружены лишь единичные зерна *Pinus sylvestris*, *Pinus* subgen. Haploxylon, *Picea* sp., *Corylus* sp., Poaceae, Chenopodiaceae, Brassicaceae и споры Polypodiaceae, *Sphagnum* sp. Единственный спорово-пыльцевой спектр выделен из образца (СП 37, 119,0 м). Отмечено доминирование пыльца деревьев и кустарников (69 %), среди которых преобладает пыльца хвойных: *Pinus sylvestris* (28 %), *Pinus* subgen. Haploxylon (16 %), *Picea* sp. (9 %), *Ephedra* sp. (5 %). Высока доля широколиственных пород: *Ulmus* sp. (9 %) и *Tilia* sp. (1 %). Группа травянисто-кустарничковых растений (10 %) представлена Poaceae (7 %) и Ericaceae (3 %). Среди споровых растений (21 %) отмечены *Sphagnum* sp. (13 %) и Polypodiaceae (8 %).

В образце темно-серой глины из верхней части слоя (сл. 12, СП 30, 111,0 м) спор и пыльца не обнаружены.

В образцах бурой, буровато-серой глины (сл. 11, СП 25, 26, инт. 101,5-102,4 м) выявлены единичные зерна *Pinus sylvestris*, *Pinus* subgen. Haploxylon, *Sphagnum* sp.

В двух образцах глинистого коричневато-серого песка (сл. 10, СП 22, 23, инт. 82,8-84,2 м; СП 24, инт. 98,7 м) палиноморфы не выявлены.

В пробах частично глинистых коричневато-серых песков (сл. 10, СП 13-17, инт. 79,1-80,9 м; СП 20, 21, инт. 82,0-82,1 м) выявлены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы древесно-кустарниковых (37-63 %) и споровых растений (32-50 %). Доля пыльцы травянисто-кустарниковых растений уменьшается снизу вверх, с 22 % до полного их исчезновения. Группа деревьев и кустарников представлена преимущественно хвойными породами деревьев: *Picea* sp. (6-35 %), *Pinus sylvestris* (16-34 %), *Pinus* subgen. Haploxylon (4-12 %). Единично отмечены пыльцевые зерна *Corylus* sp. Среди споровых растений преобладают споры Polypodiaceae (14-38 %), доля *Sphagnum* sp. остается по-прежнему высокой (8-20 %). Спорадически встречаются споры Bryales. Среди трав часто встречается пыльца Poaceae (0-16 %). Также обнаружены единичные зерна Chenopodiaceae, Cichorioideae, Asteroideae, Fabaceae, Ericaceae. Выявлены переотложенные споры Triletes indet.



Разрезы неоплейстоценовых отложений скважины Эрдниевский 16, и спорово-пыльцевые диаграммы. Сокращенные названия растений: Eph. – Ephedra sp., Lon. – Lonicera sp., Al. – Alisma sp., Lyc. – Lycopodium sp., Br. – Bryales. Знаком + отмечены единичные находки спор и пыльцы.

В 3 образцах глинистого коричневато-серого песка (сл. 10, СП 18, 19, инт. 81,8-81,-9 м; СП 24, инт. 98,7 м) идентифицированы единичные зерна *Pinus sylvestris*, *Pinus* subgen. Haploxylon, Rosaceae, Poaceae, Asteroideae, *Artemisia* sp., *Sphagnum* sp.

В составе образцов серой глины с прослойками песка (сл. 9, СП 11, 12, инт. 66,9-67,8 м) идентифицированы единичные зерна хвойных: *Pinus sylvestris*, *Picea* sp., и широколиственных пород: *Corylus* sp., а также споры: *Sphagnum* sp., Polypodiaceae. Переотложены споры Triletes indet.

В образцах серой глины (сл. 8, СП 8-10, инт. 58,0-59,6 м) выявлены палиноспектры с доминированием древесно-кустарниковых (43-64 %) и споровых растений (22-51 %). Среди деревьев доминирует *Picea* sp. (26-36 %), высока доля *Pinus sylvestris* (12-26 %) и *Pinus* subgen. Haploxylon (1-8 %). Единичны зерна *Corylus* sp. Среди споровых растений в равных долях встречены споры *Sphagnum* sp. (9-25 %) и Polypodiaceae (11-25 %). Единичны споры *Lycopodium* sp. Процент травянисто-кустарничковых растений варьирует в пределах 7-15 %. Преобладает пыльца Poaceae (3-11 %). Редко и в небольших количествах встречается пыльца *Artemisia* sp., *Thalictrum* sp. Обнаружена переотложенная пыльца *Vittatina* sp., *Stratiopiceites* sp., *Keteeleria* sp. и споры Triletes indet.

Спорово-пыльцевые спектры образцов серой глины из нижней (сл. 7, СП 5-7, инт. 55,4-57,2 м) и средней (сл. 7, СП 3, 45,24 м) части слоя схожи с указанным выше. В них также доминирует пыльца древесно-кустарниковых (40-74 %) и споровых растений (24-50 %). Среди деревьев преобладает пыльца *Picea* sp. (10-30 %), *Pinus sylvestris* (12-22 %) и *Pinus* subgen. Haploxylon (2-18 %). Постоянно встречается пыльца Rosaceae (2-8 %). Единично отмечены зерна *Ulmus* sp., *Corylus* sp., *Ephedra* sp. Среди споровых растений доминирует Polypodiaceae (10-34 %). Доля *Sphagnum* sp. высокая (10-18 %). Группа травянисто-кустарничковых растений (0-14 %) включает Poaceae, Asteroideae, Fabaceae, *Alisma* sp. К переотложенной отнесена пыльца *Vittatina* sp., *Stratiopiceites* sp., *Stratiopinites* sp., *Glyptostrobus* sp., *Keteeleria* sp., Myrtaceae и споры Triletes indet.

В образцах серой глины из средней (сл. 7, СП 4, 46,2 м) и верхней (сл. 7, СП 1, 2, инт. 43,2-44,2 м) части слоя выявлены спорово-пыльцевые спектры «смешанного» типа. При этом доля древесно-кустарниковых растений колеблется в пределах 23-39 %, травянисто-кустарничковых – 29-33 %, споровых – 28-45 %. В группе древесно-кустарниковых растений преобладает пыльца *Pinus sylvestris* (5-23 %), *Picea* sp. (12-18 %), Постоянно

встречаются пыльцевые зерна Rosaceae (1-4 %), *Pinus* subgen. Haploxylon (1-2 %). Единичны зерна *Lonicera* sp. Группа травянисто-кустарничковых растений разнообразна. Наиболее высокая доля характерна для Poaceae (6-11 %), Chenopodiaceae (2-12 %), *Artemisia* sp. (2-7 %), Asteroideae (3-7 %). Часто и в небольших количествах встречается пыльца Ericaceae и Polygonaceae. Единичны зерна Fabaceae, *Thalictrum* sp., *Cannabis* sp. Споровые растения представлены *Sphagnum* sp. (18-24 %) и Polypodiaceae (10-22 %). Также выявлена переотложенная пыльца *Vittatina* sp. и споры Triletes indet.

Описанные палиноспектры лесного и лесостепного типа можно объединить в два палинокомплекса. В первом комплексе (СП 5-42) господствует пыльца хвойных (*Pinus sylvestris*, *Picea* sp.), высока доля споровых (Polypodiaceae, *Sphagnum* sp.), постоянна пыльца реликтов плиоценовой флоры (*Pinus* subgen. Haploxylon), присутствуют пыльцевые зерна широколиственных пород (*Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp.), травы немногочисленны и представлены преимущественно злаками. Состав данного комплекса свидетельствует о широком распространении сосново-еловых лесов и заболоченных территорий. Открытые пространства занимали сухие степи. Возраст пород, содержащих данный комплекс, можно определить как бакинский.

Во второй палинокомплекс (СП 1-4) объединены палиноспектры «смешанного» типа. В спектрах доминирует пыльца хвойных пород (*Picea* sp., *Pinus sylvestris*), трав (преимущественно Poaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia* sp.), споры мхов (*Sphagnum* sp.) и папоротников (Polypodiaceae). Содержание пыльцы реликтов плиоценовой флоры при этом заметно снижается. Из спектров исчезает пыльца широколиственных пород. Комплекс характеризует увеличение открытых пространств занятых злаково-разнотравными и полынно-маревыми степными ассоциациями. Согласно палинологическим данным этот комплекс можно считать нижнехазарским.

Таким образом, палиноспектры неоплейстоценовых отложений скважины Эрдниевский 16 характеризуют растительность раннего (бакинское время) и среднего неоплейстоцена (нижнехазарское время).

Список литературы:

Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. – С. 127-129.

ОСНОВЫ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ПАЛЕОЗООЛОГИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ О ПРИЧИНАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ «КЛАДБИЩ» МАМОНТОВ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЛИТЕ

Ю.А. Лаврушин[1], А.Н. Бессуднов[2]

[1]*Геологический институт РАН, Москва, Россия,* lavrushin@ginras.ru

[2]*Липецкий государственный педагогический университет, Липецк, Россия,* bessudnov _an@rambler.ru

BASICS OF THE SEDIMENTATION-PALEOZOOLOGICAL CONCEPT ABOUT THE CAUSES OF MAMMOTH "CEMETERY" IN LATE PALEOLITH

Yu.A. Lavrushin, Geological Institute, Moscow, Russia;
A.N. Bessudnov, Lipetsk State Pedagogical University, Lipetsk, Russia

«Кладбища» мамонтов известны с XIX в. Существующая обширная литература по вопросу возникновения этих памятников природы достаточно противоречива.

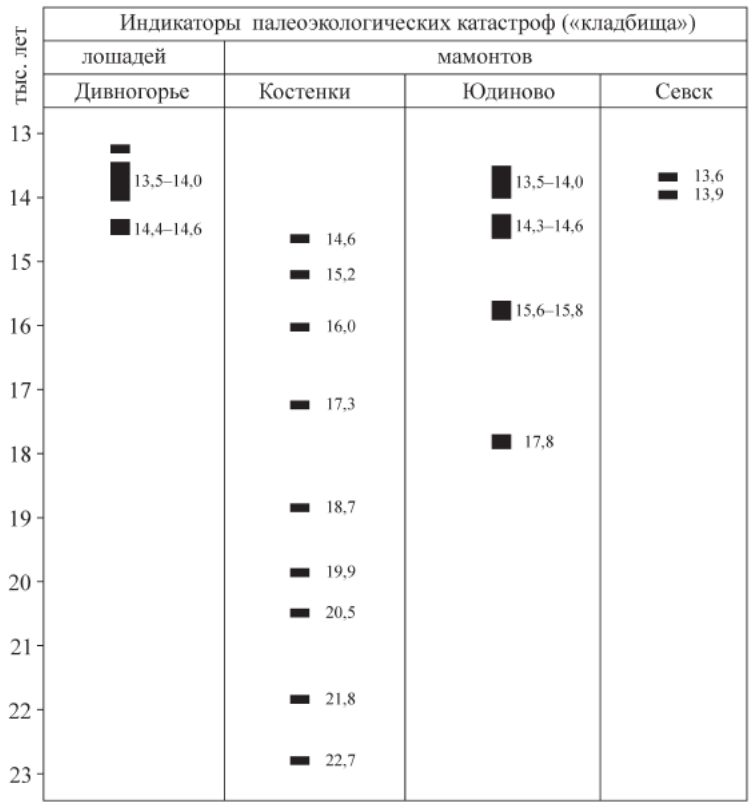
По нашим представлениям «кладбища» мамонтов являются индикатором происходивших в позднем палеолите локальных экологических катастроф, возникновение которых было обусловлено проявлением экстремальных седиментационных процессов.

Основу разработанной седиментационно-палеозоологической концепции составили:

1. Возможность проявления в Субарктике в бассейне Нижней Индигирки при потеплениях климата значительной роли очагового процесса склоновой денудации «байжерахового типа», проявляющейся на участках крутых склонов южной экспозиции, сложенных льдонасыщенными породами. В результате при таянии льда и мерзлых пород возникают мощные потоки разжиженной алевритовой массы, привлекающей и одновременно губящей животных (Берелех).
2. Открытие эпизодов проявления экстремального равнинного селевого осадконакопления в районах развития значительных склоновых эрозионных форм рельефа. Высокая динамичность селевых потоков особенно проявлялась в приустьевых частях балок (Подонье).
3. Обоснование возникновения излияний высокоплотностных потоков плывунов в латеральных частях лессово-почвенного покрова, распространявшихся на пологие борта древних балок (Подесенье).
4. Случайное сочетание: нахождение стада мамонтов в пределах приустьевой части небольшой реки и проявлением локального суперполоводья (Севск).

Имеющиеся C^{14}датировки по костям и костному углю определяют время гибели животных и устанавливают нередко разновозрастность костного материала, слагающего костища, длительность и прерывистость их формирования и тем самым датируют время проявления экстремальных природных событий (рис.).

Долговременность образования «кладбищ» в районах селевого осадконакопления связана с консервативностью пространственного положения приустьевых частей оврагов и балок. В Подонье установлено наличие «кладбищ» мамонтов, продолжительность образования которых достигала 8-10 тыс. лет.



Седиментационно-палеозоологические катастрофы в позднем палеолите Восточной Европы (эпизоды сочетания седиментационных экстремальных событий и максимальной численности табунных или хоботных животных-лошадей или мамонтов)

Костища мамонтов встречаются обычно на склонах южной экспозиции приустьевых частей оврагов и балок. В Подонье подобное расположение оказалось свойственно для костищ археологических памятников Костенки 2 и Костенки 11 (слой 1 а). В соответствии с изложенным возникновение этих «кладбищ» было связано с периодически образовывавшейся на одном и том же месте значительной концентраций мамонтов и их, по крайней мере, частичной гибелью.

Скопление мамонтов объясняется тем, что участки южной экспозиции раньше всего освобождались от зимнего снежного покрова, и на них появлялась травянистая зелень. Возникшая свежая зелень являлась хорошей приманкой для мамонтов. Второй приманкой для этих животных служила разжиженная глинисто-карбонатная «масса» отложений селевых потоков, выстилающих как днища оврагов и балок, так и частично покрывавшая прилегающие пологие склоны их бортов. Эта масса являлась необходимой минеральной добавкой к питанию мамонтов, особенно весной. Высказанное соображение является важным аргументом, поскольку зимой хоботные животные вряд ли были в состоянии включать в свой рацион замерзшую минеральную массу.

Основную роль в образовании «кладбищ» мамонтов в Подонье играли установленные эпизоды проявлений селевого осадконакопления.

В результате периодически возникавших ливневых дождей, резко увеличивалась интенсивность обвально-осыпных гравитационных процессов. Одновременно за счет плоскостного и интенсивного мелко-струйчатого потокового смыва, происходил лавинный «сброс» материала как с крутых бортов оврагов и балок, так и прилежащих к ним поверхностей плакоров. На участках крутого продольного профиля и скопившийся в днищах балок и оврагов переувлажненный материал под воздействием гравитации превращался в очень динамичный селевой поток.

В приустьевых частях оврагов и балок, где продольный профиль становится более пологим, селевой поток резко замедлял скорость течения, что способствовало возникновению в нем внутренних напряжений. На поверхности потока, как в прительвеговой, так и в латеральной частях, а также в его фронтальной зоне образовывались валоподобные неровности. Эти «валы» способствовали возникновению динамичных «заплесков» на прилежащий относительный пологий борт приустьевой части балки, что приводило к гибели находившихся там скоплений мамонтов.

«Кладбища» мамонтов известны на Среднем Днепре и в бассейне р. Десны. Для них оказалась близкая геолого-геоморфологическая приуроченность расположения костищ, имеющая, правда, например, в Подесенье свои индивидуальные особенности. В этом районе приоритетная роль в гибели и соответственно образования «кладбищ» мамонтов отводится процессу излияния потоков плывунов из латеральной части лессово-почвенного покрова. Среди индивидуальных особенностей расположения костищ в Подесенье необходимо отметить следующее: 1. Связь костищ мамонтов с толщами лессово-почвенных образований, преобразованных в ходе проявления приповерхностных плывунных процессов. 2. Почти полностью гранулометрически однородный состав захваченных плывунным процессом осадочных образований. 3. Отсутствие непосредственной четкой связи выявленных костищ с погребенными почвами или хотя бы с проявлениями эфемерного педогенеза. 4. Расположение линзообразных по форме костищ в толщах лессовидных образований как бы во «взвешенном» состоянии.

Гибель мамонтов происходила в ходе неожиданного очень динамичного схода так называемого «потокового оползня» или потока плывунных отложений, уничтожившего имевшуюся на его пути, по крайней мере, часть стада (или полностью) этих животных. «Подхваченные» грязевым потоком туши мамонтов, в ходе транспортировки в виде перекатывания или волочения, оказывались сконцентрированными в единое скопление. Позднее это скопление превращалось в костище, которое позднее использовалось позднепалеолитическим человеком для удовлетворения своих хозяйственно-бытовых потребностей (сооружения жилищ, использования в качестве дров, мебели, удовлетворения художественных наклонностей и т.д.).

Что касается одномоментного «кладбища» мамонтов вблизи г. Севска, возникновение его основного костеносного слоя было связано с локальным суперполоводьем, произошедшим вследствие сочетания экстремально снежной зимы, резко сменившейся аномально теплой весной. Стадо мамонтов, находившееся на пути внезапно хлынувшего бурного потока было обречено.. Весеннее время гибели установлено по наличию скоплений останков эмбриональных мамонтят (Е. Мащенко).

Таким образом, важнейший вывод: возникновение «кладбищ» мамонтов в позднем палеолите является прежде всего экстремальным природным событием, отражающим седиментационно-палеозоологические экологические катастрофы. Определенный интерес составляет приуроченность многих костищ («кладбищ») мамонтов к проявлениям разного генезиса динамически активных плотностных «грязевых» потоков. Пока исключение составляет лишь Севское местонахождение, по существу, одномоментное, костище которого, как известно, погружено в толщу разнозернистого песка с валунами. Возможно, что водный поток в придонной части представлял собой песчано-валунный-водный сель.

В свете разработанных основ седиментационно-палеозоологической концепции о возникновении «кладбищ» мамонтов, имеющиеся в литературе высказывания об истребительной охоте позднепалеолитического человека на целые стада этих животных представляются совершенно неприемлемыми. При этом, нами не отвергается осуществление охотничьей деятельности древнего человека на отдельной особи мамонтов, что было в публикациях надежно аргументировано археологами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-06-00061, № 14-06-00438).

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕЗИСЕ ПОКРОВНЫХ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.И. Ларин[1], В.А. Алексеева[2], С.А. Лаухин[3], Н.С. Ларина[1], Ф.Е. Максимов[4],
[1] *Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия,* silarin@yandex.ru
[2] *Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия,* valekseeva@rambler.ru
[3]*Российский государственный геологоразведочный университет, Московский государственный строительный университет, Москва, Россия,* valvolgina@mail.ru
[4]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* maksimov-fedor@yandex.ru

NEW DATA ON FEATURES OF FORMATION AND GENESIS OF THE SUBAERIAL COVERING DEPOSITS PERIGLACIAL AREA OF WESTERN SIBERIA

S.I. Larin, N.S. Larina, Tyumen State University, Tyumen, Russia; V.A.Alekseeva, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;
S.A. Lauhin, Rossijskij state geological prospecting University, Moscow State University, Moscow, Russia;
F.E. Maksimov, Sankt-St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia,

В ходе геолого-геоморфологических и палеогеографических исследований, проведенных авторами в юго-западной части Западной Сибири, было обследовано большое число действующих и заброшенных карьеров, а также разрезов террас в долинах рек Тобол, Вагай, Ишим и их притоков, изучены новые детали их стратиграфии, геологического строения и генезиса. В изученных разрезах были выявлены следы от двух до пяти эпох криогенеза, разделенных периодами почвообразования. Наиболее полное отражение это нашло в стратиграфии и геохимии широко известного разреза Липовка на нижнем Тоболе, где выше «пневого» горизонта, нами фиксируются четыре горизонта небольших псевдоморфоз размером 40-50см и до восьми погребенных почв со следами криогенеза. Радиоуглеродный возраст самой верхней маломощной погребенной почвы данного разреза, расположенной выше «пневого» горизонта на 3,0-3,05м, составил 21400±290 (ЛУ-7259) л.н. Калиброванный возраст 25600±400 л.н. Пни имеют девять ^{14}С-дат, полученных в 70-е годы XX в и позже. Последние даты около 32,6 тыс.л.н. (ЛУ-6026-6028) получены усовершенствованным ^{230}Th/U методом датирования. Глубина положения верхней и нижней границы псевдоморфоз находится в интервале 5,6-6,1; 6,9-7,3; 10,3-10,6; 13,7-14,1 м от поверхности разреза. Достаточно информативны также разрезы у с.Коточиги (правый борт р.Барсук- правый приток реки Ишим), с.Быструха (левобережье р.Ишим). Особый интерес вызывают разрезы возле с.Упорово, с.Каменка и Кыштырлинского (Винзилинского) карьера, где вскрываются фрагменты полигональных сетей с грунтовыми жилами (Ларин, Гусельников, Лаухин, 2012; Ларин,Лаухин,2013; Ларин, Лаухин, 2014; Лаухин, Ларин, Гусельников, 2012 и др.).

Особенности морфологии грунтовых жил в разрезах далеко не всегда позволяют однозначно решить вопрос об их генезисе, поскольку в самой верхней части изученных разрезов часто вскрываются два вертикально расположенных и проникающих друг в друга яруса грунтовых жил. В нижнем ярусе, представленном обычно жилами более крупного размера, имеются явные признаки криогенеза, в виде инволюций, деформаций слоев, течения грунтов, в то время как в вышерасположенном ярусе, жилы имеют признаки формирования в сухих условиях (языковатость слоя основания бурых суглинков-заполнителей жил, наличие «кротовин», обилие карбонатов, трещины «рвут» горизонтальные слои алевритов, но не сминают их и др.). Это позволяет предположить, что жилы верхнего яруса могут быть трещинами усыхания. Геоморфологическое положение разрезов,

стратиграфическая приуроченность выявленных следов криогенеза к первой и верхам второй надпойменных террас свидетельствуют об их позднеплейстоцен-позднеледниковом возрасте.

Для выявления генезиса жил методом анализа морфоскопии песчаных зерен были изучены образцы из грунтовой жилы в карьере возле с. Упорово (жила 11а – 6 образцов; 56^0 16′ 01,6″ с.ш. 66^0 17′ 02,1″в.д.; абс.высота 107м. Упоровский район, Тюменская обл.) и жилы в карьере возле с. Верхняя Каменка (3 образца; $56^0$50′01,1″с.ш. $67^0$03′28,6″в.д.; абс.высота 103м. Заводоуковский район, Тюменская обл.). Для исследования образцы разделяли на 5 подфракций методом «мокрого» рассеивания. Подготовка образцов песчаных зерен осуществлялась по опробованной ранее методике (Алексеева, 2005; и др.). Форма и характер поверхности кварцевых зерен изучались для фракции среднего (0,25–0,5 мм) песка с использованием сканирующего электронного микроскопа SEM TESCAN VEGA 3 LMU с увеличением от 300–400 до 1500–2000 раз на разных этапах исследования. Из каждого образца исследовалось по 25 случайно отобранных зерен кварца.

При описании зерна оценивались три группы признаков: 1) общие морфологические особенности (форма, характер рельефа и поверхности зерна); 2) элементы поверхности, образованные в результате механического воздействия на зерна (сколы, ступени, поверхности расколов, царапины, желобки, V-образные микроуглубления, мелкоямчатый микрорельеф и др.); 3) текстуры, имеющие химическое происхождение (следы травления, скопления прилипших частиц, кремневая пленка и др.). Комбинация признаков морфоскопии песчаных зерен использовалась для суждения об их происхождении.

Для отложений грунтовой жилы в карьере возле с. Упорово преобладающими являются фракции < 0,1 мм (43-76%) и мелкого песка (15-43%), причем содержание глинистой и алевритовой составляющих убывает вниз по разрезу. Отложения грунтовой жилы в карьере возле с. Верхняя Каменка характеризуются меньшей сортированностью: содержание тонкозернистой фракции достигает 47-56%, тогда как песчаные фракции (мелкого, среднего, крупного и грубого песка) присутствуют в относительно равных долях (по 10-16%).

В изученных образцах разрезов грунтовых жил встречаются кварцевые зерна трех основных типов, которые, в свою очередь, можно поделить на более дробные. К первому типу относятся угловатые частицы I, реже II класса окатанности, с острыми или немного закругленными ребрами и углами, со средним и высоким рельефом и поверхностью, представляющей собой, в основном, сочетание раковистых сколов различных размеров, аркообразных и прямых ступеней и плоских поверхностей расколов. Такой облик характерен для терригенных зерен продуктов выветривания подстилающих коренных пород, не претерпевших значительного переноса. Второй тип зерен – это хорошо окатанные частицы (преимущественно III класс окатанности) с выпуклыми гранями, с низким или средним рельефом; поверхность частиц осложнена мелкоямчатым микрорельефом и прямыми царапинами, также встречаются сколы и ступени. Такой комплекс элементов является характерным для эоловой обстановки осадконакопления, основным фактором формирования поверхности песчаных зерен в которой является механическая корразия. К третьему типу относятся также хорошо окатанные кварцевые зерна (как правило, III класс окатанности) с низким и средним рельефом, со сглаженной поверхностью, на которой встречаются мелкие сколы, V-образные микроуглубления различной плотности, прямые царапины и серпообразные желобки. Высокая степень окатанности, а также специфическая комбинация элементов характеризует частицы, испытавшие перенос в водной среде.

К двум промежуточным типам можно отнести средне округленные частицы II, иногда I или III класса окатанности, поверхность которых несет следы комбинированного воздействия процессов выветривания и водной (элювиально-флювиальные зерна) или эоловой (элювиально-эоловые зерна) транспортировки. Степень проявления «транзитных» черт в морфологии частиц разнится: на некоторых зернах доля V-образных микроуглублений или мелкоямчатого микрорельефа может достигать 30% видимой части зерна, для других результат переноса (взаимодействия частиц в потоке) выражается лишь в закругленности углов и выпуклости граней. Поверхность подавляющего большинства кварцевых зерен изученных образцов в той или иной степени осложнена элементами осаждения, как в виде кремнистых пленок, так и в виде скоплений разной мощности и интенсивности на плоских поверхностях, на стенках и днищах сколов. Процессы химического растворения кремнезема проявляются в виде следов травления ранее сформированных элементов поверхности, а также ямок и бороздок растворения. Подобные элементы можно отнести к проявлению эпигенетических процессов. Незначительное количество зерен (от 4-8% до 12-16%) характеризуется наличием относительно «свежих» сколов, наложенных на поверхность, осложненную элементами осаждения кремнезема, что свидетельствует о процессах температурного, возможно, морозного выветривания. Отложения двух изученных разрезов грунтовых жил отличаются по соотношению зерен выделенных типов. Содержание угловатых элювиальных зерен в отложениях грунтовой жилы у с. Упорово колеблется в пределах 12-20%, тогда как основная часть выборки представлена частицами, в той или иной степени испытавшими перенос в воздушной среде: 40-68% средне округленных элювиально-эоловых и 16-40% хорошо округленных эоловых зерен. Незначительна доля частиц со следами водного переноса: в среднем 4%, лишь в одном образце 12%. Иначе выглядит ансамбль кварцевых зерен в отложениях грунтовой жилы у с. Верхняя Каменка: 16-20% приходится на угловатые элювиальные частицы; в двух верхних образцах встречены кварцевые зерна с незначительными следами эолового переноса (8 и 4% соответственно). Подавляющее большинство частиц характеризуется обработкой в водном потоке: 56-68% – средне округленные элювиально-флювиальные зерна и 12-24% – хорошо округленные флювиальные. Таким образом, анализ морфоскопии зерен кварца и особенности гранулометрического состава отложений позволяет говорить, что при формировании материала грунтовых жил участвовало несколько источников поступления вещества, как ближнего, так и дальнего сноса. При этом, по всей видимости, эти источники были разными для двух изученных разрезов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00956

Список литературы:

Алексеева В.А. Микроморфология поверхности кварцевых зерен как индикатор условий ледникового осадкообразования (на примере бассейна р.Протвы)// Литология и полезные ископаемые. – 2005. – №5. – С.485-494.

Ларин С.И., Гусельников В.Л., Лаухин С.А. Криогенные структуры конца плейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. – Том 5: Расширенные тезисы на русском языке. – Тюмень, Россия. Печатник, 2012. – с.172.

Ларин С.И., Лаухин С.А. Реликтовый криогенный морфолитогенез Ишимской равнины в позднем плейстоцене // Геоморфология и картография: материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2013. – С. 397 – 400.

Ларин С.И., Лаухин С.А. О следах древней мерзлоты в подтаёжном Приишимье // Ресурсы и риски регионов с мерзлотой: Материалы сессии Всемирного снежного форума (Новосибирск, 17 января 2014 г.) – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2014. – С.42-44.

Лаухин С.А., Ларин С.И., Гусельников В.Л. Первые находки следов древней мерзлоты в Курганской области // Вестник ТюмГУ. – № 4. – 2012 (Науки о Земле). – С.104-112.

КИТ ПИНЕЖЬЯ – ПРИШЛО ВРЕМЯ ВНЕСТИ ОДНОЗНАЧНУЮ ЯСНОСТЬ.
Статья 1. История “изучения” и реальное местоположение разреза

С.А. Левин (Пинежский)
ООО «Иванком.ру», Москва, Россия, paleo.lev@mail.ru

A WHALE OF PINEZHYE – IT'S TIME TO MAKE CLARITY
ARTICLE 1. HISTORY OF "STUDY" AND THE ACTUAL LOCATION OF THE SECTION

S.A. Levin (Pinegsky)LLC «Ivancom.ru», Moscow, Russia

Настоящей работой я продолжаю тему мифотворчества наших коллег – полигляциалистов на территории Русского Севера с изложением ситуации вокруг редчайшей находки почти полного скелета кита Balaenoptera muskulus (или Balaenoptera phuzalis) из семейства полосатиков, который был обнаружен в 1967 году при разработке песчаного карьера для строительстве железной дороги Архангельск-Карпогоры и находился в абсолютно бесспорном инситном залегании в малакофаунистически охарактеризованных песчаных толщах, причем, в районе, удаленном от современного морского побережья (по меридиану устья реки Мезени) на 330 километров и именно там, где большинством предшествующих исследователей декларировалось проникновение ледников Валдайской эпохи квартера, что, в итоге, сразу же и подставило под серьезнейшее сомнение валидность палеогеографических событий, связанных с ними.

Не вдаваясь в частные, но, одновременно с этим исключительно показательные для того времени, идеологические подробности (связанные с недопустимым, для Архангельского Обкома КПСС, распространением “вредноностных” фактов подтверждения Мирового Потопа) здесь, я, всего лишь, отмечу, что в совокупности обе вышеуказанные причины привели к тому, что никакие костные остатки так и не попали в Областной краеведческий музей, хотя и были подготовлены к транспортировке его сотрудниками А.А. Куратовым и А.А. Гасконским, а сам факт реальности этого уникального артефакта стал предметом многолетней и целенаправленной дезинформации по местоположению и в традиционной манере сторонников концепции полигляциализма стал, в том или ином виде, либо извращаться, либо, вообще, глухо замалчиваться. Примером первого является мой личный опыт общения по поводу этой находки с начальником партии №4 экспедиции №14 “Аэрогеологии” В.И. Розановым, которому, я, в 1973 году, при его работе в фондах Архангельского геологического управления, передал комплект фотографий скелета кита и копию информационной справки, полученные мной годом раньше от заведующего отделом «Природа» Архоблмузея А.А. Гасконского, т.е. фактически из первых рук и, что самое главное, от безупречно честного человека, никоим образом не заинтересованного в каких-либо профанациях, чего, к сожалению нельзя сказать об упомянутом выше В.И. Розанове, который полностью дезавуировал истинную информацию, затолкав вмещающую песчаную толщу, между отложениями, якобы, московского и валдайского ледников, что, вообще, невозможно проверить, ибо, их последовательное описание в тексте просто отсутствует и, кроме этого, указал для находки лишь точку наблюдения (№3-405), но сделал это на засекреченной карте фактического материала, в следствии чего, она стала абсолютно недоступна для широкого круга исследователей, не обладающих первой формой допуска. При этом, фальсификации подверглись и, переданные мной В.И.Розанову, фотодокументы и сделано это было в полном соответствии с известным русским присловьем «без меня, меня женили» ибо никто иной как я, и был»назначен» автором фотографии скелета кита на рис. №89 страницы 64 отчета «Аэрогеологии»1976 года, и это, невзирая на то, что в год находки я был обычным студентом 2 курса и находился на учебной базе Казанского Университета в Сотнуре, совершенно не ведая того, где это Пинежье находится.

Далее, события вокруг скелета кита развивались на более высоком уровне, где, во всей красе, царствовал уже ВСЕГЕИ, представитель которого Б.А. Борисов растиражировал в открытой печати всю словесную бодягу «Аэрогеологии» в своей одностраничной статье (Борисов, 2006, стр. 19), не посчитав нужным, хоть как-то отозваться на мое уточняющее письмо и, уже позже, в полном соответствии с сомнительной внутрикорпоративной «этикой», вся она (эта бодяга) стройными рядами, через Л.Р.Семенову, продефилировала в «Государственную

геологическую карту м-ба 1:1 000 0000» (2009, стр. 117, абзац 3), а, уже из нее – на новую «Карту четвертичных отложений Российской Федерации м-ба 1:2 500 000», с весенней презентацией последней на Международном Конгрессе в Берне и осенней – на 7 Всероссийском Совещании в Апатитах (Застрожнов и др., 2011, с. 209)

Вот именно здесь и находится контрапункт всей черной анекдотичности современной ситуации вокруг скелета кита, ибо, в промежутке между этими научными форумами именно я, и, именно, А.С. Застрожнову, (и впервые для кого-либо из ВСЕГЕИ) показал, не только, разрез, где был обнаружен скелет, но и ряд других, где малакофауна находится в прижизненном захоронении, представляя из себя эксклюзив по видовой представленности, а сами, вмещающие отложения, являются рельефообразующими и, даже, без следов каких-либо покровных отложений.

В итоге всей этой блудливой эквилибристики, сутью которой является умножение лжи на ложь с выведением ее на всероссийский и международный уровень, мы все имеем в бассейнах рек Пинеги, Кулоя Беломорского, Мезени, Койды, Майды, Северной Двины и, расположенной западнее, Архангельской алмазоносной провинции (ААП) многократно повторяемую и все умножаемую дезинформацию регионального масштаба, которая, будет (если ее не остановить) расползаться в публикациях геолого-геоморфологического сообщества страны в виде грибковой парши, полностью перекрывающей какую либо перспективу поиска алмазоносных россыпей из вторичного коллектора, каковым в ААП являются отложения урзуской свиты карбона дезъинтегрированные на протяжении квартера в абсолютно иных условиях, нежели чем они представляются А.С. Застрожнову и, уж, тем более, А.С.Лаврову и Л.М. Патапенко (о чем, впрочем, уже сказано в предшествующей статье данного сборника). Я говорю об этом с полной уверенностью, поскольку после завершения полевых работ 2011 года в которых, кстати будет заметить, участвовали и видели все своими глазами не только представители ВСЕГЕИ, но и ПИН РАН, ЦНИИ геолнеруд (а) и Института геологии Уфимского НЦ РАН, тот же самый А.С, Застрожнов на мой вопрос о том что же они собираются делать с фальсифицированной по Русскому Северу картой, не мудрствуя лукаво и на голубом глазу, заявил, что они просто напросто перенесут границу Валдайского ледника западнее точек фаунистически охарактеризованных разрезов, но что их телега, поставленная впереди лошади (оценка моя С.Л.) сохранится такой какая она есть и процитировал широко известную фразу, что, де мол, если факт противоречит избранной ВСЕГЕИ концепции, то пусть от этого будет хуже самому этому факту, а так же и всей их многочисленной совокупности.



Скелет Кита (фотография 1967 г). Автор: археолог А.А. Куратов – в 1967 г. сотрудник Архангельского краеведческого музея, – передана в 1972 г. С.А. Левину, А.А. Гасконским в комплекте с еще одной (анфасной) фотографией скелета и информационной справкой.

Мириться с этим словоблудием я ни сейчас, ни, тем более, в дальнейшем, не намерен и поэтому, ниже, приведу достоверную первичную информацию, имеющуюся в моем распоряжении, сообщив, в частности, что первые данные о находке скелета кита были опубликованы в газетах «Советская Россия» (от 29 сен. 1967г) и «Известия» (от 5 окт. 1967г); первая фотография в фондовых материалах приведена мной в «Отчете по поискам и обследованию карстовых полостей в бассейнах рек Пинеги и Кулоя (Сосновская партия 1972-1974гг) хранящемся с 1974 г в «Севгеолфонде» г. Архангельска и, естественно, в нынешнем «Росгеолфонде» (г.Москва) с дублетным повторением ее в совместной монографии (Торсуев, Левин, 1980 стр.25) и третьей публикацией её же в данном сборнике. (рис) Первое достоверное местоположение вмещающего разреза было приведено в открытой печати Э.И.Девятовой (1982 с.79-80), что, признаюсь откровенно, стало для меня малоприятной неожиданностью, поскольку оказалось, что ранее мне его указали не совсем точно и в связи с этим, после переписки с Элеонорой Ивановной, мне пришлось, в сезоне 1973 г. дойти до «первоисточника», т.е. разыскать в пос. Ясное бульдозериста И.Ф. Москвина, который (вместе с экскаваторщиком А.П.Мирошниченко) вскрывал этот разрез и, уже вместе с ним, уточнить местоположение этого эксклюзивного артефакта. В итоге оказалось, что этот карьер еще в 1972 году был описан мной с проходкой 4-х шурфов до вскрытия подстилающей коры выветривания казанских карбонатов и отбором малакофауны, приведение которой здесь невозможно из-за жесткого постраничного лимита, но которая во многом идентична той, что указана Э.И.Девятовой (там же) и полный перечень которой я приведу в других статьях этого цикла полным списком, дополнив его, к тому же, определением отолитов рыб и фауной морских моллюсков из других разрезов по всему стратогеоморфорайону. Здесь и сейчас можно окончательно утверждать, что центр карьера именуемого, в дальнейшем, Китовым находится в точке с географическими координатами центра: по Google Earth – 64°00′20″ северной широты и 44°02′42″ восточной долготы, или, что тоже самое, по GPS-навигации, 64°00′31.6″ северной широты и 44°02′49.3″ восточной долготы (пространственная идентификация точки 11-7, 1911 г. Е.А. Стройновой – ВСЕГЕИ), но никоим образом не в том месте, которое указано в отчетах “Аэрогеологии” (Розанов и др. 1976, стр.63) и, просто переписавших эти данные к себе в отчет, сотрудников Лешуконской партии (Филиппов и др. 1985, с. 244), с внесением дополнительной путаницы в

этот вопрос Б.А.Борисовым, который указал точку находки без минут и секунд, что увеличило район до, как минимум, до 30 кв.км, т.е., вообще, лишило местоположение какой-либо валидности.

В реальной природной обстановке карьер Китовый находится на абс. отм. 55-60 м .на южном борту долины р. Шилеги (в приустьевой ее части при впадении в р. Пинегу), вытянут узкой полосой вдоль ручья Фомина-правого притока первой из рек и, будучи легко достижим с автодороги Архангельск-Карпогоры на ее отрезке от дер. Земцово до пос. Ясное, прекрасно виден на фотоизображениях программы Google Earth и, кроме того, совершенно точно указан на топооснове Генштаба, доступной в Интернете и картах производства ФГУП «Аэрогеодезия» (Санкт-Петербург), которые, также, доступны, поскольку находятся в свободной продаже.

Приведенное выше местоположение скелета кита просто и, до предела ясно свидетельствует о том, что, являясь представителем морской биоты, он жил в условиях морского же бассейна, очертания которого при восстановлении по авторскому методу непрерывного отслеживания потенциальной береговой зоны (где сочетаются классическая биостратиграфия и региональная геоморфология) показывает, что морская акватория на средней – нижней Пинеге и всей периферии Беломорского плато имела крайне прихотливую форму с проливами открытого и ингрессионного типа и существовала здесь, минимум, с начала верхнего квартера, но как вы понимаете, это совершенно особая тема, требующая приведения огромного и готового картографического материала, а, также обстоятельного и, также, готового, к публикации, текста.

Завершая, я, хочу акцентировать внимание на том, что ни при каких обстоятельствах не стану приносить извинений за резкость суждений и, тем более, за поименное перечисление тех, кто был упомянут мной в негативном плане и ,особо подчеркнуть, при этом, что, приняв на себя роль рупора корпоративного мифотворчества, все мои адресаты обязаны отвечать перед всеми нами за каждое сказанное и написанное слово, но отвечать не абы как, а имея на руках, в головах и пикетажных книжках полновесные аргументы и факты, а не черно-белые аэрофотоснимки середины прошлого века, ошметки пейзажей увиденных в полупьяных двухнедельных поездках по Русскому Северу и, уж, тем более не извращать или замалчивать Правду, которая все равно и, неизбежно, выйдет наружу, так что, в дальнейшем, дамы и господа, извольте вооружаться и экипироваться посерьезней и быть готовыми проследовать к барьеру, у которого и решится кто, в каждом конкретном эпизоде квартера прав, а кто – нет!

И, наконец, в заключение, я, принеся извинения за тридцатилетнее опоздание, хочу выразить свою искреннюю благодарность Элеоноре Ивановне Девятовой за обязательность в соблюдении научной этики, моей двоюродной сестре Татьяне Петровне Левиной, которая, работая в группе С.Л. Троицкого, многие годы помогала мне в работе и, особенно, самому Сергею Леонидовичу за безвозмездное и многолетнее определение фауны из моих коллекций, которое он проводил почти до самой своей кончины. Вечная им всем память и высочайшая признательность от всех нас как истинным подвижникам Науки!!!

Список литературы:

Борисов Б.А. О возрасте ископаемого кита из четвертичных отложений долины р. Пинеги. Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Тезисы докладов международного рабочего совещания. 4-6 декабря 2006 г. – Санкт-Петербург. 2006. – С.19

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 0000 (третье поколение) Серия Мезенская. Лист Q-38-Мезень. Объяснительная записка. – Мурманск-СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2009. – С. 338.

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. – Петрозаводск. “Карелия”. – 1982. – С.156.

Застрожнов А.С., Шкатова В.К., Минина Е.А, и др. Новая карта четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 территории Российской Федерации. Материалы Всероссийского Совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты. 12-17 сентября 2011. – Апатиты-Санкт-Петербург. – 2011. – С.209-211.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М. – “Аэрогеология”. – 2005. – С.222.

Торсуев Н.П., Левин С.А. Географические аспекты изучения равнинного карста. – Казань. – Изд-во Казанского университета. – 1980. – С. 208.

“КУЛОЙСКИЙ” (?) “СЕРДЖ” (?) И ЭТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВАЛИДНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМНЫХ РЕГИОНОВ. Статья 1. Постановка проблемы на обсуждение и основные причины сомнений в достоверности заключений о генетической сущности объекта исследований

С.А. Левин[1], А.Н. Чеповский[2]

[1] *ООО «Иванком.ру», Москва, Россия,* paleo.lev@mail.ru

[2] *ООО «НАУКА», Москва, Россия,* a.geogis@gmail.com

"KULOY" "SURGE" AND ETHICAL ASPECTS VALIDITY OF PROBLEM REGIONS STUDY Article 1. Statement of the problem and to discuss the main reasons to doubt the reliability of conclusions about the genetic nature of the object of research.

S.A. Levin, LLC «Ivancom.ru»; A.N. Chepovsky, LLC «NAUKA», Moscow, Russia

Инициатива написания данной статьи с вынесением ее на обсуждение геолого-геоморфологического сообщества страны принадлежит первому из ее авторов, который будучи профессиональным геоморфологом-

полевиком, работает на территории Русского Севера, начиная с 1969 г., причем, с 1983 г. – исключительно во время собственных летних отпусков и за свои же деньги, в связи с чем он позволит себе персональную ремарку, кратно рассказав о той ситуации в которой оказался весной 2014 г. незадолго до выезда на Пинежье в свой 34 полевой сезон на нем. Эта ситуация зеркально точно отражает положение в геологии и геоморфологии квартера всей страны, которая сложилась лет 50-55 назад и известна многим из нас как «противостояние» между школами полигляциализма и маринизма, которое (если оценивать его по гамбургскому счету) давно приобрело латентную форму, но как была войной на уничтожение, так ей и осталась, нанося громадный моральный ущерб во первых Геологической Правде (которая всегда одна) и во вторых – режет под корень даже потенциальную возможность открытия хотя бы ничтожных перспектив освоения новых месторождений, а среди них – алмазоносных россыпей да и множество других, промышленно значимых объектов различной минерагенической специализации, т.е. хотим мы того или не хотим, но именно она и наносит реальный ущерб экономике страны.

В моем конкретном случае случилось так,что в процессе подбора последних научных статей в списке литературы в одной из них обнаружилась новая (2012 г. издания) монография А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко «Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья» в связи с чем им было направлено письмо с просьбой продать один экземпляр, но в ответ на него получено встречное предложение: рассказать свою биографию, потом указать регион полевых исследований и, наконец, уже по телефону, была запрошена хотя бы одна из работ, что и было исполнено весьма прилежно пересылкой по электронной почте статьи (Левин 2012), после чего последовал лобовой отказ не только продать но и даже встретиться, ибо, по мнению госпожи Л.М. Потапенко, моя работа, якобы, не соответствует ее убеждениям и,вообще, находится на уровне начала прошлого века, напоминая ей все и сразу работы Р.Б. Крапивнера, что, впрочем, мне лишь польстило и прежде всего потому что оба мы и приблизительно в одно время учились в казанских вузах, но он у профессора Ю.В. Бабанова а я – у профессоров А.П. Дедкова и А.В. Ступишина, а эти фамилии говорят сами за себя, поскольку Ю.В. Бабанов и А.П. Дедков являются родоначальниками климатической геоморфологии, а А.В. Ступишин – выдающимся русским карстоведом, создавшим карстоведение как самостоятельную отрасль Знания вместе с Д.С.Соколовым, Г.А.Максимовичем, Н.А. Гвоздецким и другими .

Вообще, наш достаточно разнородный по специализации авторский коллектив, где А.Н. Чеповский представляет геоинформатику, совершенно не склонен к критиканству любого рода и мы не стали бы педалировать созданную Л.М. Потапенко ситуацию, если бы, упомянутая выше монография 2012 года не представляла для нас особого интереса и прежде всего потому, что в ней фигурирует так называемый «Кулойский» (?) «сердж» (?) сведения о котором были опубликованы ранее (Лавров, Потапенко 2005) с демонстрацией его на прилагаемой карте, где он показан в всей своей статуарной незыблемости. При этом под «серджем» там понимается (со ссылкой на «Гляциологический словарь» (1984) «ускоренная подвижка ледника» (ов) (Лавров, Потапенко 2005, стр. 94) но почему то не указано какого именно класса – покровного или горного, а это вопрос принципиальный, ибо, более чем, в 70-ти серьезных статьях и других справочных материалах, публикуемых по этому поводу в Интернете процентов 95-97, из них, приписывают это свойство только последним, а остальные 3-5% обходят этот вопрос молчанием, да и вообще- то, зная региональные особенности,трудно представить, себе, чтобы ледниковый покровный щит (а в их трактовке это был Баренцевоморско-Новоземельско-Карский ледниковый покров) поднимался вверх на сотни километров с нулевых отметок на побережье и до 75-80 м.абс. в районе остановки этого «серджа»(?) и, при этом, каким- то невообразимым пируэтом обошел (или, если угодно, объехал на кривой кобыле) полуостров Канин и Канинский перешеек, где в результате работ 1989-1996 г.г. Несской геолого-съемочной партии однозначно установлен, не опровергнут и, в течении ближайших десятилетий, не будет опровергнут морской и ледово-морской характер осадочных толщ квартера, в которых морская фауна содержится в таких количествах, что способна удовлетворить потребности в пищевых добавках всех курятников господина Лисовского и других олигархов, да, заодно, и еще доброй половины Европы. Так же непросто обстоят дела и с название «серджа» (?) именуемого «Кулойский» (?), поскольку сам Кулой Беломорский (а есть еще и Кулой Важский) имеет достаточно сложную, но, как ее не крути, аллювиальную долину, формирование которой происходит и в наше время под прямым воздействием высоких приливов, которые поднимаются вверх по Кулою на 120 км от устья, почти до д. Карьеполье, вследствии чего ее следует считать частично ингрессионной,но самое главное заключается здесь все- же в том, что от устьевого взморья и до Пинежско-Кулойского канала продольный профиль самой реки изменяется на протяжении 235 км от 0 до всего-то 12,5 м.абс., т.е. на всем этом протяжении долина Кулоя, (и для Беломорского плато и для Кулойско-Нижнемезенской низменности)является, сейчас, (и должна была являться в квартере) гипсометрическими концентратором водно-ледниковых и водных масс а, следовательно, сам «сердж» (?), будь он на самом деле, должен был подчиняться законам гравитации и скатываться, при своем движении с севера на юг, прежде всего, в эту линейную региональную ложбину с генеральным направлением на запад, тем более, что, как указывают авторы, левый т.е. восточный край «серджа» (?) проходит, по их данным, по Кимженской гряде и описан в качестве боковой морены «серджа» (?) в виде «узкого валика с удивительно ровными параллельными краями», протяженностью 80 км (Лавров, Потапенко 2005, стр.3 абз.4) которая, по нашим данным, имеет высоту тылового шва равную 50 м.абс., соответствует, в плане, одноименной ступени Мезенско-Вашской зоны поднятий консолидированного чехла (Геодинамика… 2006 г) и практически полностью лишена (в точках нашего пересечения) рыхлого чехла четвертичных осадков, т.е. является, в целом, тектоническим образованием, осложненным к тому же Кимженской разломной зоной, которая освоена одноименной рекой и невзирая на мелкую меандрированность своего русла отличается потрясающей прямолинейностью долины практически от истоков и до самого впадения в р. Мезень.

Подводя промежуточный итог можно констатировать, что данные по «Кулойскому» (?) «сержду» (?) приведенные в монографии А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко 2005 г., как минимум, некорректны (что, собствен-

но, и объясняет явное нежелание предоставить свою работу 2012 года), но как бы то ни было, сам феномен не «Кулойского» (?) и не «серджа» (?) существует как объективная реальность и, далее, мы ответим на вопрос о том, что же это такое (?) последовательно и сразу с четырех позиций: геологии месторождений, геоинформатики, геофизики и структурной геоморфологии, используя в качестве основы изучение фондовых материалов, открытые научные публикации разных лет, а так же, материалы 18 коллективных и индивидуальных полевых выездов в этот район.

Список литературы:

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М. – «Аэрогеология». – 2005. – С.222

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья. (стратиграфия, палеогеография, хронология) – М. – 2012. С. (??? – по понятной причине)

Левин С.А. Закон сообщающихся сосудов как аксиоматическая основа многоаспектного подхода к глобальному изучению стратиграфии и палеогеографии квартера. Проблемы региональной геологии Северной Евразии. – М. – 2012. – С.42-45.

«КУЛОЙСКИЙ» (?) «СЕРДЖ» (?) И ЭТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВАЛИДНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМНЫХ РЕГИОНОВ. Статья 2. Объект исследований при многопозиционной авторской оценке его генезиса и эволюции во времени

С.А. Левин[1], А.Н. Чеповский[2],

[1] *ООО «Иванком.ру», Москва, Россия,* paleo.lev@mail.ru

[2] *ООО «НАУКА», Москва, Россия,* a.geogis@gmail.com

"KULOY" "SURGE" AND ETHICAL ASPECTS VALIDITY OF PROBLEM REGIONS STUDY Article 2. The object of research in the different author's assessment of its genesis and evolution over time

S.A. Levin, LLC «Ivancom.ru», Moscow, Russia; A.N. Chepovsky, LLC «NAUKA», Moscow, Russia

Природный объект, вошедший в научную литературу под названием «Кулойского» (?) «серджа» (?) в действительности расположен в южной части водораздела рек Ёжуги Пинежской – правого притока реки Пинега и самым началом широтной макроизлучины последней и дренируется истоками ряда рек бассейна реки Кулоя Беломорского, среди которых наиболее значительными являются р.р. Корба и Немнюга. Здесь в бортах самой Пинеги и по ее притокам вскрывается граница между карбонатами нижнеказанского подъяруса и красноцветами вихтовской свиты уфимского яруса, которые, в последнем случае, представлены алевролитами, аргиллитами и песчаниками, для которых характерно нарастание общей огипсованности вниз по течению (и, так же, вниз по разрезу) и параллельно-постепенное нарастание в них стронциевой минерализации, которая, проявляется, начиная с урочища Кургa, увеличивается под деревней Труфаногоры и Печгора и достигает своего максимума под бывшей деревней Вихтово, расположенной по правому берегу, где в 1921 году М.Б. Едемским было открыто и описано одноименное месторождение целестина стандартного и баритового кристаллографического облика, сконцентрированного в разрезах согласно напластованию и четковидно-ниточно в форме жеод с размерностью от 5 см до более чем полуметра (Едемский, 1927, 1928) в парагенной их ассоциации с желваковым гипсом. Впоследствии оно было разведано, но некондиционно, т.е. только в прибортовой подвихтовской части реки и по левому берегу у деревни Прилук, и, в итоге, надолго забыто, хотя и было отнесено, по запасам, к категории малых.

Это месторождение имеет четкую привязку к структурам кристаллического фундамента, строение которого было установлено геофизическими работами ВНИГРИ (В.Г. Коц с саавторами отчета 1973 г.), ЗГТ (Л.И. Писарева и др. 1973 г.), подтверждено при проведении нефтепоисковых работ С.П. Тюнегиным в 1975 г. при бурении Ценогорской параметрической скважины и, уже в наше время, уточнено по линейно-вертикальным параметрам Альянсом компаний-инвесторов (Геодинамика... 2006 г.), что, в конечном счете, и нашло нынешнее свое отражение на «Тектонической карте Белого моря…» и «Объяснительной записке …» к ней (Балуев и др. 2012) что позволяет нам отослать всех интересующихся этим регионом (и в том числе А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко) как минимум к последним двум фундаментальным монографиям, а здесь лишь отметить, что структурно т.е. в вертикальной проекции этот район приурочен к Керецко-Пинежскому мегапрогибу или, в интерпретации ГИНа одноименной рифтовой зоне (Балуев и др. 2012) и, в частности, к конкретному выступу фундамента, который в отчетных материалах В.Г. Коца (с соавторами) Л.И. Писаревой (с соавторами) и С.П. Тюнегина фигурирует под названием Ежугского, а у С. В. Аплонова и, уже его, соавторов именуется Корбским (Геодинамика… 2006, с. 100). К сожалению, этот выступ, найдя свое графическое отображение на упомянутой «Тектонической карте…» 2012 года, где он очерчен изогипсой 3.0 км. так и не был описан в частных подробностях, но при наших личных встречах с тремя ее авторами (А.С. Балуевым, Е.Н. Тереховым и Е.С. Пржиялговским) они никоим образом не отрицали его наличия и указали, в качестве причины недоизученности на явный дефицит исходного геофизизического материала, присущий, кстати будет заметить, не только самому выступу, но и всей широтной излучине Пинеги, в целом. В графических приложениях к указанным ранее геологическим отчетам и на карте ГИНа этот выступ,(за которым стоит закрепить название Корбского) имеет овальную форму различной рисовки, и вытянут по длинной оси, почти, на 40 км в северо-западном направлении, что, по нашему

мнению, далеко как не истина в последней инстанции, но то, что именно, он проявлен в дневном рельефе этого гидрографического тупого треугольника (Ежуга Пинежская – начало широтной излучины Пинеги) является Его Величество Фактом, причем Фактом предельно четким и, по множеству параметров, эксклюзивным.

Мы говорим об этом со всей ответственностью и, прежде всего, как специалисты, которым принадлежит мировой приоритет по внедрению в практику дистанционного геолого-геоморфологического картирования компютерных программ семейства Google, которые использованы, нами, в качестве новой базы фактического материала и по которой отработаны и графически отображены кольцевые (круговые) структуры Архангельской, Маймеча-Котуйской, Алданской, Австралийской, Южно-Африканской, Канадской и других мировых провинций алмазоносных и ультраосновных щелочных пород и карбонатитов и, где среди более сотни уникальных по информативности и качеству фотоизображений (Левин, Чеповский 2010, 2011. Левин и др. 2011) сама Вихтовская структура выделена нами в самостоятельное иерархическое подразделение атипичних по минерагении и морфологии, но, тех же самых кольцевых структур, не имеющих (правда, пока) аналогов среди остальных ринговых структур мира, и, где, даже легендарный Томтор проигрывает ей по множеству характеристик и, в том числе, по размерам. Крайне показательно здесь (и,прежде всего,для А.С.Лаврова и Л.М. Потапенко), что первым, кто обратил на нее внимание, была Н.А. Пахтусова, которая в своем блестящем, даже в наше время, отчете о применимости дешифрирования аэрофотоснимков в условиях северной тайги и высочайшеспецифической площадной закарстованности, описала ее внешнюю морфологию как совокупность «языков» пламени, что уже тогда имело глубочайший образно-генетический смысл, поскольку весь этот стронцийпродуцирующий район, будучи чрезвычайно активен в плане флюидизации консидементационных толщ уфы и казани, как нетленный костер определил исключительную специфику вмещенной в них биоты и, в дальнейшем, уже на протяжении всего плейстоцена продолжал оказывать и, оказывает сейчас, свое прямое воздействие на малакофауну и всю биосфету (ноосферу) региона.

Типоморфными геоморфологическими чертами этой морфоструктуры является ее уплощенная сводовость, где центр самого свода прорезан рекой Пинегой с образованием в русле глубоких сёмужьих ям, отчетливая, а, начиная с Вихтово и до д. Торома, вертикальная обрывистость склонов долины в ее коренных берегах и наличие на поверхностях плакора глубоко врезанных (от 10 до 30 метров) и протяженных(на 5-8 км), но относительно узких (до 0,5-0,7 км) линейных и заболоченных ложбин которые декорируют свод по контуру овала, действительно придавая ему общий вид костра перевернутого вниз т.е. «с ног на голову». Типоморфизм этих ложбин уникален для свода, но достаточно обычен для всего региона и отличается тем, что при генеральном векторе своей направленности с севера на юг и незаметном входе в них с севера, большая часть этих ложбин, которые носят название вмещенных в себя болот (Торомского, Черного, Солоболота, Окунинского, Хангово, Женского, Падунского с переходом его через перемычку в Олоболото, а так же Сарпанского) имеют на юге циркообразно-тупиковое замыкание с различной крутизной склонов, а целая серия аналогичных и безымянных образований в северо-восточной части свода, уже в полосе развития казанских карбонатов (за меридианом озера Шукша) замыкаются, в, поперечно расположенном, по отношению к ним, Кымболоте, орографически «подпертым» с юга при- и над разломным валом, сформированным в зоне тяготения к Пинежско-Мезенскому разлому (Левин 1975, Тектоническая карта… 2012), освоенному реками Ёжугой Пинежской, Еюгой, Колодливый и Ёжугой Мезенской, где и по сей день в первозданном виде находится прямолинейная сквозная Пинежско-Мезенская ложбина по которой, некогда проходил т.н. Мезенский волок, которым, впервые, еще в 1837 году, прошел будущий академик РАН А.Г. Шренк, позднее академик Ф.Н. Чернышев и четырежды (в разные годы) – первый из авторов этой статьи для отбора морской фауны из четвертичных толщ перемычки, возникшей в центре когда-то прямого водного пути из Лешуконья в Пинежъе и наоборот. Этот общий порядок морфологии ложбин – болот сохраняется и по левобережью реки Пинеги, прямо напротив Вихтово, и нарушается только в единственном случае и, опять-таки, в самом Вихтово, где ложбина раздваивается внутренним останцом с абсолютной отметкой 72,1 м. абс. и выходит, непосредственно, к урезу Пинеги: западным рукавом вдоль Вихтовского косогора, а восточным (с озером Городничем внутри) – на 2,5 км выше по течению. Здесь при общей задернованности склонов и, как следствие, крайне незначительной обнаженности, от места к месту, отчетливо видно, что мощность отложений квартера достигает не более 1,5 м. с представленностью, главным образом, песками, в прислоненном к склонам состоянии, которые вглубь разреза постепенно переходят в кору выветривания красноцветов, что, с учетом заболоченности, всегда служило для нас сопряженным препятствием для целенаправленного поиска любых фаунистических остатков, но в сезоне 2014 года в северной части останца под его склоном был пройден шурф, где, наряду с редким детритом, были обнаружены целые раковины морских моллюсков хорошей сохранности, среди которых С.В. Поповым (ПИН РАН) определены Hiatella arctica (Linné), Astarte elliptica (Brown), Astarte (Tridonta) borealis (Schumacher), Spisula elliptica (Brown), Mya (Mya) cf. Truncate (Linné), Lunatia pallida (Broderip et Sowerby), Macoma calcarea (Gmelin), Clinocardium sp. (окатанный обломок), что наконец- то позволило объяснить их появление прямо на бичевнике от устья восточного рукава, в урочище Керщелье и вдоль всего Вихтовского участка Пинежской долины, где, в тех же условиях залегания, детрит всегда присутствует повсеместно и из года в год, и это, несмотря, на мощность и высоту весеннего половодья, ежегодно превышающего 4,5 м и где, в тот же сезон, среди него (детрита) с замками Astart длиной до 6 см, так же, впервые были собраны отдельные целые и крупные раковины Macoma calcarea (Gmelin), Spisula elliptica (Brown), Astarte (Tridonta) borealis (Schumacher), Mya (Arenomya) psendoarenaria (Schlesch), Arctica islandica (Linné) – крупный окатанный обломок, Buccinum glaciale (Linné) и Spherium Sp – современный пресноводный, что позволяет сейчас утверждать что ложбины- болота Вихтовского свода являются формами прибрежно-морского генезиса с ничтожно-малым переносом фауны моллюсков от точки инситного залегания и определить их возраст используя, при этом, не радиоуглеродные и другие датировки, а основные положения

аксиоматического закона сообщающихся сосудов в его концептуальном приложении к Мировому Океану (Левин 2012), т.е. ту самую работу на которой мы с Людмилой Михайловной Потапенко и разошлись «несолоно хлебавши», но, как вы сами видите, очень ненадолго и, только, для того, чтобы вновь встретится на этой странице для обсуждения поднятой проблемы по существу.

Выводы, а, точнее говоря, их форма долго дебатировались внутри нашего тандема и далеко как не зря, поскольку А.Н. Чеповский всячески пытался, хоть как-то, смягчить мою позицию по изложенному выше, но в результате, согласился с тем, что я – Левин Сергей Алексеевич, максимально снизив раздраженность, и, используя только парламентские выражения, имею полное моральное право и обязан написать их от первого лица в следующем виде:

1) «Кулойский» (?) «сердж» (?) в интерпретации А.С.Лаврова и Л.М.Потапенко (2005) представляют из себя их чисто умозрительную словесно-графическую конструкцию, ничего общего не имеющую с реальной обстановкой, поскольку, в действительности, как природный объект он является прямой морфоструктурой с основанием в кристаллическом фундаменте, локальной изменчивостью над ним консолидированных толщ палеозойского осадочного чехла, в которых сформировано Вихтовское месторождение целестина, имеющее, как и все концентрации стронция мантийную природу (что, однозначно установлено в мировом масштабе еще в 1974 году Г. Фором и Дж. Пауэллом на примерах сотен структур) с формированием на дневной поверхности отчетливо выраженного сводового поднятия (которое, в дальнейшем, мы предлагаем называть именами М.Б. Едемского – Н.А. Пахтусовой) в виде кольцевой структуры, с характернейшим, для их большинства, радиально-расходяшимся рисунком дизьюктивной сети, по которой изначально шли активные процессы карстования огипсованных и карбонатных толщ а,также, самого целестина и которая, наконец, приобрела свой современный облик в результате препарировки зачаточных карстовых ложбин в прибрежно-морской зоне под воздействием приливов, штормовых нагонов и других агентов морской денудации.

2) «Кулойский» (?) «сердж» (?) это, как говорят на Русском Севере, своедельное и очередное творение той части геолого-геоморфологического сообщества России, которое существует в нашей Науке о Земле под брендом «полигляциализм» т.е., якобы, «теории», которая, зародившись в трясине западного либерализма, была переведена на русский язык и системно внедрялась в сознание Русского Народа идеологами большевизма всех мастей, для уничтожения его глубинной памяти, где на генетическом уровне хранятся многие истинные предания и, в том числе, предания о Потопе, но нет, не было и никогда не будет предания о некогда замерзшей, напрочь, Земле.

3) «Кулойский» (?) «сердж» (?) это частный случай и результат общей практической деятельности наших средних школ, «ведущих» (куда?) ВУЗов, аспирантур, организаций типа «Аэрогеологии» и ВСЕГЕИ (которому, как минимум, следует вернуть гордое и односложное название ГЕОЛКОМ, с которым в него, наверняка вернуться традиции говорить ПРАВДУ, что невозможно сейчас, если верить присловию – «как вы лодку назовете – так она и поплывет!!!) и, в приказном порядке, правительственным постановлением отменить всяческого рода»научное кураторство» любых «вышестоящих» организаций над региональной полевой геологией, которую они втискивают в прокрустово ложе своих же собственных, ничем не подтвержденных, идей и стратиграфических схем.

4) «Кулойский» (?) «сердж» (?) это статуарное олицетворение в геологии и геоморфологии России небезызвестной у нас Дженнифер Псаки, которую, как и многих наших» полигляциалистов «ни с какой стороны не волнуют ни материалы работ наших предшественников, ни мнение оппонентов и, вообще ничего, что идет вразрез с их систематическими попытками выдать желаемое за действительное, поскольку главная их задача в Науке о Земле – псакнуть, оформив псаки в твердые переплеты и ничего более того.

5) «Кулойский» (?) «сердж» (?) это прямой и открытый повод задать, прямой вопрос руководству ЦНИИ геолнеруд(а), где я когда – то работал, почему целестины Вихтово не входят в сферу их интересов, и напомнить, что обеспеченность нашей промышленности (и оборонки, прежде всего) минералами стронция составляет всего лишь 30% от потребной, а остальные 70% завозятся по импорту, о замещении которого систематически говорят в руководстве страны и,решить, а не пора-ли, наконец, перейти от слов к делу и передать проблему разведки и добычи целестина Вихтово под прямую юрисдикцию Военно-Промышленной комиссии при Президенте России.

6) «Кулойский» (?) «сердж» (?) это мой сугубо личный повод поклонится в ноги моей нареченной матери – Манефе Александровне Шишаловой, проживающей по адресу: Российская Федерация, Архангельская область, Пинежский район, село Карпогоры, ул. Быстрова, д. 24 за то, что с лета 1971 года она и вся ее семья держат открытыми для меня и моих коллег по работе не только двери своего дома, но и свои светлые души и обещать всем им и сотням пинежан, которые меня знают, что вернувшись к публикациям своих материалов, собранных при вашей помощи и моральной поддержке я, с, момента выхода из печати этой статьи, во всех последующих, после своей родовой фамилии буду ставить в скобки «Пинежский», взяв на себя, тем самым, полную ответственность за то, чтобы о Пинежье никогда и никем не было сказано ни одного слова неправды.

Список литературы:

Балуев А.С.. Журавлев В.А.,Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. (объяснительная записка к Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1500 000) . – Москва. – «Геос» . – 2012. – С.104.

Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна (коллектив авторов). – СП б «Наука» . – 2006. – С.319.

Едемский М.Б. Целестины Кулойско-Пинежского края Архангельской губернии. – Ленинград. Известия АН СССР. – 1927. – с185-194.

Едемский М.Б. О геологических работах в бассейнах рек Пинеги и Кулоя в 1923-1926г.г. – Москва. Издание научно-технического управления ВСНХ. – 1928. – С.4-65.

Левин С.А. Карст Беломорско-Кулойского плато и Мезенской низменности как индикатор разрывной тектоники и новейших движений. Геоморфологические сообщения. – Казань. Издательство Казанского Университета. 1975. – С.36-38.

Левин С.А. Закон

Левин С.А., Чеповский А.Н. Основные результаты дистанционного картирования кольцевых структур в закрытых районах Архангельской алмазоносной првинции (ААП) на базе программы Google планета Земля. (Google Earth) Проблемы региональной геологии Северной Евразии. – М. – 2010. – С.72-76.

Левин С.А., Чеповский А.Н, Программы Google как основа методологической оптимизации дистанционного картирования и изучения морфогенеза магматогенных структур (на примере ААП). Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. – Екатеринбург. – 2011. – С.147-149.

Левин С.А., Белов С.В., Чеповский А.Н. Геолого-геоморфологическое изучение провинций ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.(УЩК) на основе программ Google. Новые идеи в науках о Земле. – М. – 2011. – Т.2. – С.213.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. – М. – «Мир». – 1974. – С.213.

---

*Все региональные фондовые первоисточники могут быть представлены заинтересованным специалистам в обмен на возможность получения от них вышеупомянутой монографии А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2012) для перевода ее в электронную форму и дальнейшего использования в нашей работе. Сохранность и своевременный возврат гарантируем!

ПРОБЛЕМЫ РЕКОНСТРУКЦИИ РЕЛЬЕФА НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ ШИРОТНОГО ОТРЕЗКА Р. ОБЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) В ПЕРИОД ДЕГРАДАЦИИ ТАЗОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Н.Б. Левина

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия, levinanb@yandex.ru

LANDFORM RECONSTRUCTION PROBLEMS ON THE RIGHT BANK OF LATITUDINAL SEGMENT OF THE OB RIVER (WESTERN SIBERIA) IN THE DEGRADATION PERIOD OF TAZ GLACIACION

N.B. Levina, SSPE «Aerogeologia», Moscow, levinanb@yandex.ru

Проблемы выделения и реконструкции тазовского (позднего средне-неоплейстоценового) оледенения в Западной Сибири остаются в разной степени дискуссионными до настоящего времени. В многочисленных публикациях решение этих проблем связано с анализом стратиграфических схем при межрегиональной корреляции, неоднократным изучением немногочисленных опорных разрезов и пр. Учитывая публикации ряда исследователей и результаты работ ФГУНПП «Аэрогеология» с использованием широкомасштабных геолого-съемочных и геолого-экологических работ с полным комплексом дистанционных методов, автор доклада излагает свою позицию, касающуюся предполагаемого уточнения геоморфологии одного из районов бассейна широтного отрезка долины р. Обь (от Сибирских Увалов на правобережье до Тобольского материка на левобережье). В этом регионе неоднозначно решены вопросы характера и возраста рельефа, положения границ тазовского и сартанского оледенений.

Наиболее яркие и выразительные элементы рельефа центра и севера Западной Сибири Сибирские Увалы большинством гляциалистов рассматриваются как система конечно-моренных образований. В основном их считают тазовскими (Четвертичные оледенения…,1981; 1987; Проблемы экзогенного рельефообразования…, 1976 и др.). Но автор данного доклада считает эти ледниковые образования, вслед за рядом геологов, сартанскими (Волков, 1997; 2009; Волков, Казьмин, 2007; Казьмин, 2012; Лавров, Потапенко, 2005; 2012). Фрагменты ледникового рельефа южнее автор доклада считает тазовскими. Весьма важной информацией о распространении тазовского оледенения являются представления С.А. Архипова (Четвертичные оледенения..., 1981), где в частности приведен рисунок (С. 48-49): «Корреляция морен Белогорской возвышенности и низовьев Иртыша с термолюминисцентными датировками и палинологическим изучением». По этим материалам предполагается, что в разрезе на р. Иртыш у п. Семейка вскрыты две морены и межморенная толща, датированная временем ширтинского межледниковья. Верхняя морена сопоставляется с халапантской (тазовской) Белогорского материка. По нашим предположениям, тазовский ледник действительно переваливал в районе устья Иртыша через палеодолину Оби, тем более, что границу более древнего максимального самаровского оледенения значительная часть исследователей с полным основанием предполагает южнее, в бассейне р. Демьянка (Волков, 2009; и др.). По мнению С.А.Архипова, С.М. Андреевой, А.А. Земцова, самаровская и тазовская краевые зоны состоят из межлопастных узлов и в совокупности образуют пологовыпуклую дугу примерно между 59°20' и 61° с.ш. (Проблемы экзогенного рельефообразования, 1976). Позднее Белогорский материк и возвышенное левобережье Оби (отроги Северо-Сосьвинской возвышенности) считали фрагментами конечных тазовских образований многие исследователи (Волкова, Волков, 1986 и др.). Восточнее устья Иртыша (Тобольский материк) на левобережье Оби практически почти никто севернее границы самаровского оледенения не фиксировал элементы ледникового рельефа, за исключением В.И. Громова (1934г.) и В.И. Орлова, характеризующего область проявления активной деятельности ледника наличием холмисто-моренных образований, ложбин стока и гривного рельефа, в том числе, в бассейне Бол. Салыма и Бол. Югана (Орлов, 1959). С его представлениями во многом совпадает позиция Н.Б.Левиной с соавторами. В их публикации на рис.1 приведены фрагменты границы тазовского оле-

денения, предполагаемые по характеру флювиогляциально-ледникового рельефа и взаимоотношения его с терасовым комплексом подпрудных бассейнов. Конечно-моренный рельеф тазовского оледенения фиксируется на левобережье Оби (примерно 60°20' северной широты) в бассейне Бол. Югана (Левина и др., 2013; 2014). Малые размеры и амплитуды (5-15 м) холмов связаны с расположением конечно-моренного гляциокомплекса, который мы считаем тазовским, в Среднеобской впадине, заливаемой в позднем неоплестоцене водами Мансийского озера (Волков, 1997; Волков, Казьмин, 2007). Абсолютные отметки гряд колеблются в пределах 55-88 м. При отступании тазовского ледника происходили остановки края ледника, фиксируемые краевыми (не конечными), формами рельефа (осцилляционные морены). Возможно, именно к ним относятся ледниковые отложения с отторженцом, слагающие Барсову Гору на правом берегу Оби близ Сургута (Левина и др., 2011). Ледниковый рельеф осложнен гляциодислокациями. Его можно сравнить с хорошо изученными моренами в пределах Белогорского материка (западнее Барсовой Горы и примерно на той же широте), в том числе с атлымскими гляциодислокациями, в которые вовлечены четвертичные и палеогеновые породы (Четвертичные оледенения…,1981;1987). В разрезах Барсовой Горы отмечаются аналогичные атлымским складки с мелкой гофрировкой слоёв. Горизонтальные прослои местами сменяются на вертикальные с заметной смятостью прослоек. В разрезах прослеживаются очень плотные гляциодеформированные тела, состоящие из песчаных, супесчаных и суглинистых разностей. Их взаимоотношение напоминает процесс будинажа. Слои, пласты и пропластки распадаются на блоки, соединённые пережимами или растащенные произвольно в виде линз. Заметны затяжки по контактам, смещения прослоек по микротрещинам и сколам, мелкая рябь. Местами изгибы слоёв выражены облеканием суглинистого ядра супесями серовато–охристыми с мелкой галькой и сизовато–белёсыми, желтовато–сизыми, бурыми песками (полевые материалы сотрудников ФГУНПП «Аэрогеология» В.А Ткаченко и Сургутского университета – В.Н. Тюрина). Кроме этого, в ледниковых отложениях Барсовой Горы содержатся блоки пород олигоцена (отторженец). Опорные разрезы Барсовой Горы приурочены к правому борту долины Оби, уступы которого маркируют предполагаемый широтный разлом (отдешифрированный линеамент), оперяющий активизированный Юганский глубинный разлом северо-западной ориентировки (или его продолжение). Такие аномалии новейшей и современной геодинамической активности предполагают унаследованность и степень выраженности в рельефе эндогенных процессов в недрах, а также предпосылки их влияния на экзогенные геологические процессы (Левина, Ткаченко, Тюрин и др., 2011).

Анализ топокарт разных масштабов и космических снимков позволил предположить, что Барсова Гора, по всей вероятности, представляет собой фрагмент цепи фронтальных осциляционных морен широтного пояса тазовского оледенения. Не исключено, что пояс в виде небольших гряд и холмов протягивается на правобережье Оби от урочищ Аганская Гора и Черный Урман (абс. высоты 112-122 м) на севере Аганского Увала, фрагментарно –в районах Сургута, Белый Яр, Барсова Гора и далее по левобережью Оби южнее Нефтеюганска (абс. отметки до 60-70 м среди низины с высотами до 40-45 м). Западнее Нефтеюганска цепь холмов отмечена на правом берегу Оби, на водоразделе Оби и р. Назым (низовья) и далее на юге Белогорского материка примерно до пос. Карымкары (максимальная высота-134 м). При этом крайний рубеж тазовского оледенения здесь зафиксирован, по материалам С.А. Архипова и др., на левобережье Оби по южному краю Кондо-Сосьвинского материка (Проблемы экзогенного…, 1976). В процессе дегляциации локальные подвижки или торможение края ледника, т.е. задержки при отступании, зависели в значительной степени от характера подледникового ложа. Возникающая раздробленность льда и соответственно усиление аккумуляции обломочного материала способствовало образованию холмистого рельефа, который представлен не линейной краевой зоной, а относительно изолированными гляциокомплексами лопастей и языков ледникового края с сочетанием форм подвижного и мертвого льда. По-видимому, фаза стабилизации была непродолжительной, и поэтому нет больших скоплений ледниковых образований, а пояс краевых морен местами приближен к поясу конечных морен (Аганский Увал), что наблюдалось и в других регионах (Лавров, Потапенко, 2005).

Необходимо отметить, что предполагаемая автором краевая зона тазовского оледенения приурочена к пограничным областям новейших структур: Салымской зоны поднятий и Красноленинского вала с Елизаровско-Ляминской впадиной (Геологическая карта…, 1990). Влияние неровностей подледникового ложа и тектонических движений, усиленных изостатическим эффектом, в том числе новейших и современных тектонических нарушений (линейные элементы рельефа) на деятельность тазовского ледника требует дальнейшего изучения. Тем не менее, в процессе реконструкции дегляциации ледника и для данной территории можно предположить, что имело место торможение на границах с поднятиями, уменьшение мощности и усиление раздробленности льда и соответственно образование холмистого рельефа широтного пояса краевых (осцилляторных) морен (на 61°-62° сев. ш.).

В докладе приводится лишь незначительная доля фактов и проблем реконструкции наступания и этапов деградации тазовского оледенения в Западной Сибири.

Список литературы:

Волков И.А. Некоторые особенности самаровского оледенения Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера. М-лы VI Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН. – 2009. – С. 114-116.

Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири. // Геология и геофизика. – 1997. – №6. – С. 1049-1054.

Волков И.А., Казьмин С.П. Сток вод последнего оледенения Севера Евразии // География и природные ресурсы. – 2007. – № 4. – С. 5-10.

Волкова В.С., Волков И.А. Геологические условия района устья Иртыша и северной части Кондинской низины. Новосибирск: Сиб. отд. Ин-та геологии и геофизики. – 1986. – 26 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист P-42,43 – Ханты-Мансийск с объяснительной запиской к карте. – Л.: ВСЕГЕИ. – 1990. – 101 с.

Казьмин С.П. Роль рельефа и четвертичных отложений в формировании ландшафтов правобережной части Сургутского района // Геоморфология. – 2012. – №2. – С. 59-65

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М. – 2012. – С. 167-168.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: ФГУНПП «Аэрогеология». – 2005. –С. 198-203.

Левина Н.Б., Тюрин В.Н., Костюк Д.Н. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов области среднечетвертичных ледниковых покровов в бассейне Бол. Югана и Бол. Салыма (Обь-Иртышское междуречье) // Фундаментальные проблемы квартера. – Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН. – 2013. – С. 365-367.

Левина Н.Б., Ткаченко В.А., Тюрин В.Н., Лаврович Н.Н., Щепетова Е.В. Урочище Барсова Гора – уникальный объект ледниковой геологии и таежной растительности Среднего Приобья // Квартер во всем его многообразии. М-лы VII Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. Апатиты – СПб. – 2011. – II том. – С. 28-30. Левина Н.Б. К вопросу о позднем средненеоплейстоценовом (московском, тазовском) оледенении // Геология и полезные ископаемые четвертичных отложений: материалы VIII Университетских чтений. – Минск. – 2014. – С. 14-16.

Орлов В.И. Об особенностях распространения некоторых форм рельефа в пределах Западно-Сибирской низменности // Изв. Акад. наук. Сер. Географ. – 1959. – № 6. – С. 107-111.

Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн.1. М.: Наука. – 1976. – Кн. 1. – С. 1-39.

Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. – 1981. – С. 47-78.

Четвертичные оледенения на территории СССР. К XII конгрессу ИНКВА. М.: Наука. – 1987. – С.14-63.

ПЕРЕХОД ОТ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА К ГОЛОЦЕНУ ПО ФАУНИСТИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ ИЗ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ И МЕЗОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ГУБСКОГО УЩЕЛЬЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Е.В. Леонова[1], Н.В. Сердюк[2], А.С. Тесаков[3], Н.В. Волкова[2], Н.В. Зеленков[2], Е.В. Сыромятникова[4], П.Д. Фролов[3]

[1] Институт археологии РАН, Москва, lenischa@yandex.ru
[2] Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка РАН, Москва
[3] Геологический институт РАН, Москва
*[4] **Зоологический** институт РАН, Санкт-Петербург*

TRANSITION FROM LATE PLEISTOCENE TO HOLOCENE BASED ON FAUNAL REMAINS FROM LATE PALEOLITHIC AND MESOLITHIC SITES OF THE GUBS GORGE (NORTH-WESTERN CAUCASUS)

E.V. Leonova, Institute of Archaeology of RAS, Moscow;
N.V. Serdyuk, N.V. Volkova, N.V. Zelenkov, Borissiak Paleontological Institute of RAS, Moscow;
A.S. Tesakov, P.D. Frolov, Geological Institute of RAS, Moscow; E.V. Syromyatnikova,
Zoological Institute of RAS, Saint-Petersburg

Губское ущелье находится в предгорьях северного склона Западного Кавказа (Скалистый хребет). Навес Чыгай и пещера Двойная – два соседних многослойных памятника, в которых исследованы культурные слои (к.с.) рубежа плейстоцена/голоцена, расположены на высоте ок. 800 м н. у. м. (44 и 46 м над руслом Губса), на левом борту каньона (Беляева и др., 2009).

В навесе Чыгай во вскрытой толще выделено 14 литологических горизонтов (вся мощность культурных отложений пока неизвестна). Наиболее древние археологические материалы происходят из литологических слоев 10-14 навеса (к.с. верхнего палеолита). Слои 10 и 12 предположительно интерпретируются как горизонты обвалов (очень плотные слои белесого суглинка; ближе к краю площадки смыкаются и превращаются в мощный слой сцементированного суглинка с щебнем). На основании радиоуглеродных дат для материалов из перекрывающих отложений, возраст слоя не моложе 13 тыс. л.н., предположительно -16-14 тыс. л.н. По кости из вышележащего сл. 9 получена дата 12,9 тыс. л.н., археологическая коллекция материалов этого слоя очень бедна. В сл. 3-8 залегали археологические материалы эпохи мезолита. Для слоев 4-6 получены даты по кости и раковинам моллюсков Helix в диапазоне 11-9,5 тыс. л.н. В сл. 2 обнаружены артефакты предположительно энеолитического времени.

В пещере Двойная культурные слои залегают под мощным горизонтом погребенного обвала свода пещеры (Д I). Вскрытая толща отложений подразделяется на 7 литологических горизонтов. На небольшом участке раскопа под слоем 7 вскрыто скальное дно пещеры. В центральной части под аркой входа нижний мезолитический и подстилающий его верхнепалеолитический слои отсутствуют. Вероятно, они смыты в результате эрозии. Литологические горизонты 4 и 5, залегающие непосредственно под мощным горизонтом обвала, ассоциируются с позднемезолитическим к.с., горизонт 6 – с раннемезолитическим к.с. (для этого слоя получены три даты в диапазоне 11,8 – 8,9 тыс. л.н., материалы горизонта 7, отделенного от вышележащих слоев тонким слоем десквамации, относятся к верхнему палеолиту.

Кости крупных млекопитающих из к.с. обоих памятников, как правило, сильно фрагментированы, сохранность их различна. В навесе Чыгай и привходовой части пещеры Двойная кости белесые, видимо, сильно карбонизированы, часто расслаиваются. В центральной части пещеры кости коричневатых оттенков, также встречается костный тлен. Несомненно, что большинство фаунистических находок крупных млекопитающих и моллюсков из к.с. навеса Чыгай и пещеры Двойная являются остатками охотничьей добычи и собирательства древнего населения. Кроме этого, в культурных слоях найдены изделия из рога, кости и раковин моллюсков (орудия труда и украшения).

Фауна навеса Чыгай. Остатки крупных млекопитающих немногочисленны (n=53). Большая их часть принадлежит копытным – оленям, лошадям, мелким и крупным полорогим. Среди оленей преобладают фрагменты костей крупных видов – лося *Alces alces* и, вероятно, благородного оленя *Cervus elaphus*. Остатки лося встречены в слоях позднего палеолита, остатки оленя и мелких полорогих (группа *Ovis-Capra*) относительно равномерно встречаются по всем слоям. Крупные полорогие представляют группу *Bos-Bison.* Лошади *Equus* sp. встречены в слоях мезолита. Кости конечностей дикой свиньи *Sus scrofa* найдены в самых молодых (энеолитических) слоях. Незначительная доля остатков принадлежит хищным млекопитающим. Кости куницы *Martes martes* и лисицы *Vulpes sp.* приурочены к позднепалеолитическим слоям, зубы леопарда *Panthera pardus* найдены в слоях энеолита. Данные по мелким млекопитающим имеются по верхнепалеолитическим слоям разреза. Значительное доминирование видов степной и лесостепной зоны (суслики, хомяки, пищухи) указывает на более сухие и прохладные климатические условия. О наличии открытых каменистых ландшафтов свидетельствует снеговая полевка (*Chionomys nivalis*). Обилие сусликов – специфическая особенность фауны изученного интервала разреза. Пищухи (вероятно *Ochotona* cf. *pusilla*) отсутствуют в современной фауне Сев. Кавказа, но их находки известны, например, из позднеплейстоценовых слоев пещеры Матузка. Этот интервал соответствует фазе интенсивного остепнения Северного Кавказа в позднем плейстоцене. Интразональные и околоводные формы представлены водяная полевкой (*Arvicola terrestris*), куторой (*Neomys* sp.), обыкновенной полевкой (*Microtus* gr. *arvalis*). На присутствие лесной растительности указывает лишь единичная находка лесных мышей. Примечательно почти полное отсутствие других видов-мезофилов, например, кустарниковых полевок.

Из мезолитических слоев навеса (сл. 3-8) происходит большое количество раковин наземных брюхоногих моллюсков *Helix* spp.

Фауна пещеры Двойная. Материал по крупным млекопитающим (n=662) обилен, но фрагментарен. Обнаружены остатки оленей, бычьих, хищников. Также отмечены фрагменты костей зайцеобразных. Более половины определимых костных элементов приходится на долю копытных: парнокопытных – более 40% и непарнокопытных – 6,8%. Лошади, представленные как *Equus caballus*, так и *Equus hydruntinus* встречаются преимущественно в слоях 3, 4/5, 7. Из парнопалых наибольшая доля у оленей и свиней – 23,2% и 13,8 % соответственно. Доля оленей стабильна во всех слоях, лося – максимальна в слоях 2 и 6. Количество остатков свиньи велико в позднемезолитическом слое. 8% определимых костей принадлежит хищникам – лисице *Vulpes* sp., волку *Canis lupus*, медведю *Ursus* cf. *arctos*. Причем для каждого вида в отдельности их количество не превышает 2%. Доля зайца в отложениях Двойной пещеры составляет 6,8 %. Среди мелких млекопитающих позднепалеолитического слоя 7 по числу остатков и обилию материала доминируют обычные грызуны и зайцеобразные степного комплекса, ареалы большинства из которых в настоящее время ограничиваются степной зоной и не захватывают территорию горно-лесной зоны Северного Кавказа — пищуха (*Ohotona* sp.), малый суслик (*Spermophilus pygmaeus*), обыкновенный хомяк (*Cricetus cricetus*), серый хомячок (*Cricetulus migratorius*), обыкновенная слепушенка (*Ellobius talpinus*). В низах слоя 7 найдены зубы желтой пеструшки *Eolagurus luteus.* Эта полевка может служить индикатором засушливых эпох плейстоцена. В позднем плейстоцене Северного Кавказа находка желтой пеструшки является первой в регионе. До этого остатки желтых пеструшек были отмечены только в среднеплейстоценовых слоях пещеры Треугольная (Baryshnikov, 2002). Характерной формой слоя 7 является снежная полевка *Chionomys nivalis*, в настоящее время населяющая каменистые местообитания горно-лугового пояс Кавказа на высотах выше 1000 м. Обильные остатки этого вида свидетельствуют о существенном снижении высотной поясности во время холодных и засушливых фаз позднего плейстоцена. Другая группа мелких млекопитающих характеризует более увлажненные луговые и интрозональные местообитания: обыкновенная полевка (*Microtus arvalis*), обыкновенный слепыш (*Spalax microphtalmus*), лесные мыши (*Apodemus* sp.), землеройки-бурозубки (*Sorex* sp.), водяная полевка (*Arvicola terrestris*), зайцы (*Lepus* sp.). В верхах слоя 7 присутствуют остатки птиц, и единичные остатки герпетофауны – ящериц (Lacertidae sp.) и жаб (*Bufo* sp.). В обоих мезолитических слоях присутствуют остатки птиц, в т.ч. серой куропатки (*Perdix perdix*). В материалах слоя 6 сохраняется фоновое присутствие степных грызунов (сусликов и больших хомяков) и обильнее представлены остатки грызунов закрытых (лесные мыши) и интразональных стаций (слепыш, крот *Talpa* sp.). Элементы герпетофауны немногочисленны и включают ящериц и змей. Микротериофауна слоев 4 и 5 отвечает влажной климатической фазе голоцена со значительным присутствием увлажненных экотопов. Обычны лесные мыши *Apodemus* sp., присутствуют также зайцы и слепыши. Для этого уровня характерно резкое увеличение количества и разнообразия герпетофауны — змей (полозы и гадюки), безногих ящериц веретенниц, бесхвостых и хвостатых амфибий. Последние представлены остатками кавказского тритона (*Triturus* cf. *karelini*). В то же время персистирующие суслики и хомяки указывают на существование в течении голоцена заметных остаточных степных и лугово-степных биотопов.

В мезолитических слоях пещеры собрано несколько тысяч раковин брюхоногих моллюсков *Helix* spp. В низах сл. 7 найдено всего 5 раковин этих моллюсков, а также бусины из раковин речных моллюсков ***Theodoxus fluviatilis.***

Таким образом, изученная фауна позвоночных двух археологических памятников долины р. Губс демонстрирует перестройку природной среды Северного Кавказа от фазы существенного остепнения в конце позднего плейстоцена к постепенному увеличению роли мезофильных местообитаний в течение голоцена.

Таблица 1

Навес Чыгай

Слой	Период	Фауна		Радиоуглеродные некалиброванные даты
1	Энеолит (?)	*Capra* aut *Ovis, Cervidae, Sus scrofa* *Canis aureus*	*Testudines, Panthera pardus, Equus caballus, Ovis-Capra*	
2		*Arvicola terrestris, Cervus* sp., *Sus scrofa, Spalax* cf. *microphtalmus, Capra aut Ovis, Panthera pardus*		
3	Мезолит	*Capra* aut *Ovis,Spalax* sp., *Spalax* cf. *microphtalmus, Helix albencens, Pomatias rivulare, Monacha* sp.		
4				**10300±130** ЛЕ–8313 (IGSB – 1358)
5				**9560±100** (Ki – 13465)
6		*Spalax* cf. *microphtalmus, Cricetus cricetus, Microtus* sp., *Spermophilus* sp., *Chionomys nivalis,* Lacertilia*, Helix* spp.		**10545 ± 120** ЛЕ–8314 (IGSB – 1356)
7				**11060 ± 190** ЛЕ-8314 (IGSB – 1357)
8		*Equus caballus*		
9	?	*Sus scrofa, Emys* sp., *Cervus* sp., *Helix* sp.		**12983±339** (NskA– 100 (дубль))
10 Д*	Верхний палеолит	*Martes sp.* *Capra* aut *Ovis, Ochotona* sp., Muridae gen., *Arvicola terrestris, Cricetus cricetus, Cricetulus migratorius, Microtus* ex gr. *arvalis, Chionomys nivalis, Spalax* cf. *microphtalmus. Spermophilus* sp.		
11				
12 Д				
13		Artiodactyla*, Alces alces, Bos* sp., *Bos-Bison Cervus* sp., *Vulpes* sp., *Mustela nivalis, Neomys* sp., *Ochotona* sp., *Spermophilus* sp., *Cricetus cricetus, Cricetulus migratorius, Arvicola terrestris, Chionomys nivalis, Microtus* ex gr. *arvalis, Spalax* sp., *Hispidaspis* cf. *gigas*		
14				

Таблица 2

Пещера Двойная

Слой	Культурный слой/ период	Фауна	Радиоуглеродные некалиброванные даты
1		-	
2		-	
3 (Д I)		Talpa sp., Muridae gen., *Chionomys nivalis, Coccothraustes coccothraustes,* Viperidae gen., *Helix* spp.	
4	1 Поздний мезолит	Cervidae*, Bos-Bison, Ovis-Capra, Sus scrofa, Canis* sp., *Lepus* sp., *Myotis* sp., *Perdix perdix, Lanius excubitor, Helix* spp.	
5		Cervidae , *Cervus* sp., *Cervus* cf. *elaphus, Bos-Bison, Ovis-Capra, Perdix perdix, Saxicolinae, Equus sp., Sus scrofa*, *Vulpes sp., Lepus* sp., *Spermophilus pygmaeus , Cricetus* sp., *Muridae gen., Spalax microphtalmus, Microtus arvalis, Emys* sp., Anura*, Triturus* cf. *karelini, Anguis* sp., Colubridae gen., Viperidae gen., *Helix* spp.	
Д II			
6	2 Ранний мезолит	Cervidae*, Alces alces, Cervus sp., Cervus elaphus, Ovis-Capra, Equus caballus, Sus scrofa, Canis lupus, Vulpes* sp., *Ursus* cf. *arctos, Talpa* sp., *Crocidura* sp., *Lepus* sp., *Spermophilus pygmaeus, Spalax microphtalmus, Cricetus cricetus, Microtus* sp., *Muridae* gen., *Perdix perdix, Hirundinidae gen., Lacerta* sp., *Ophidia* gen., *Helix spp.*	**8980±280** (GIN 14704) **10020± 160** (GIN 14706) **11830+/-160** (GIN 14703)
Д III			
7	3 Верхний палеолит	*Cervus elaphus, Ovis-Capra, Equus caballus, Sus scrofa, Canis lupus, Ursus* cf. *arctos, Sorex* sp., *Lepus* sp., *Spermophilus pygmaeus, Spalax microphtalmus, Apodemus* sp., *Cricetulus migratorius, Microtus arvalis, Chionomys nivalis, Eolagurus luteus, Ellobius talpinus, Bufo* sp., *Lacerta sp., Reptilia* indet., *Helix* sp., *Chondrula tridens*, ***Theodoxus fluviatilis***	

* *Д – горизонты обвалов или десквамационные горизонты.*

Работы выполнена при финансовой поддержке гранта РГНФ № 15-01-00380

Список литературы:

Антипина Е.Е. Археозоологические исследования: Задачи, потенциальные возможности и реальные результаты // Новейшие археозоологические исследования в России (к 100-летию со дня рождения В.И. Цалкина). М.: Языки славянской культуры, 2004. – С. 7-33.

Беляева Е.В., Александровский А.Л., Леонова Е.В. Новые исследования в бассейне р. Губс (Кубанский Кавказ) // АО 2006. – М.: ИА РАН. 2009. – С. 347-348.

Гуреев А.А. Зайцеобразные (Lagomorpha) // Фауна СССР. Млекопитающие. – Т. 3. – 1964. – Вып. 10. – С. 187-188.

Baryshnikov, G.F. 2002. Local biochronology of Middle and Late Pleistocene mammals from the Caucasus. Russian Journal of Theriology, 1,1, 61-67; Moscow.

Baryshnikov G., Hoffecker J.F., Burgess R.L. Palaeontology and Zooarchaeology of Mezmaiskaya Cave (Northwestern Caucasus,Russia) // Journal of Archaeological Science. – 1996. -№ 23. – P. 313-335.

РЕКОНСТРУКЦИЯ БЫСТРЫХ ТРАНСФОРМАЦИЙ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЁР ОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА БЕЛОГО МОРЯ

П.А. Леонтьев [1], Д.Д. Кузнецов[2], Д.А. Субетто[3]

[1] *Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия,* leontevpiotr@mail.ru

[2]*Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия,* dd_kuznetsov@mail.ru

[3]*Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия,* subetto@mail.ru

THE RECONSTRUCTION OF THE RAPID ENVIRONMENTAL TRANSFORMATIONS IN THE LATE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE BASED ON PALAEOLIMNOLOGICAL INVESTIGATIONS OF THE ONEGA PENINSULA (WHITE SEA) LAKES

P.A. Leontev, Herzen State Pedagogical University, St-Petersburg, Russia;
D.D. Kuznetsov, Institute of Limnology, St-Petersburg, Russia;
D.A. Subetto, Northern Water Problems Institute, Petrozavodsk, Russia

На основе исследований донных отложений озёр в бассейне Белого моря реконструируются трансформации природно-климатических обстановок Севера России в позднем плейстоцене и голоцене. Ранее были палеолимнологически изучены озёра Соловецкого архипелага (Субетто и др. 2012). В 2014 году были проведены полевые палеолимнологические исследования озёр Онежского полуострова в ходе комплексной экспедиции (Леонтьев, 2015).

В целях получения данных для реконструкции изменения береговой линии в послеледниковое время подбирались озёра на различных гипсометрических уровнях. На северо-западе Онежского полуострова в районе губы Конюхова (к юго-западу от устья р. Золотица и д. Летняя Золотица) исследованы 4 озера: Каменное (урез 26,2 м над у.м.), Среднее (урез 17,1 м над у.м.), озеро без названия (урез около 16 м над у.м.) и Конюховское (урез воды 15,8 м над у.м.). Выполнен отбор кернов донных отложений для последующих спорово-пыльцевого, диатомового, хирономидного, гранулометрического анализов, определения потери массы при прокаливании и радиоуглеродного датирования. В этих озёрах по предварительным данным обнаружены отложения озёрно-ледникового, озёрного и морского происхождения.

Данные, полученные при определении потери массы при прокаливании образцов донных отложений озера Конюховское, обнаруживают резкие изменения содержания органогенного углерода, которые могут свидетельствовать об изменениях биопродуктивности водоёма и, соответственно, климатических параметров.

Впоследствии данные, полученные при изучении кернов донных отложений, выполнении лабораторных работ, позволят реконструировать динамику береговой линии, изменения природно-климатических обстановок и создать общую палеогеографическую реконструкцию для этого участка Онежского полуострова. Первые результаты будут представлены на конференции.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ и Русского географического общества, проекты 13-05-41457 РГО_а, 13-05-01039 А.

Список литературы:

Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., академик Лисицын А.П., Евзеров В.Я., П. ван Беек (P. van Beek), М.Суо (M. Souhaut), Субетто Г.Д.. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии Наук, Серия «Геология». – 2012. – том 446. – № 2. – с. 183–190.

Леонтьев П.А., Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А. Палеолимнологические исследования на Онежском полуострове Белого моря в 2014 году // География: развитие науки и образования. Коллективная монография по материалам Международной научно-практической конференции LXVIII Герценовские чтения, посвященной 70-летию создания ЮНЕСКО, Санкт-Петербург, РГПУ им. А.И. Герцена, 22-25 апреля 2015 года / Отв. ред. В.П. Соломин, В.А. Румянцев, Д.А. Субетто, Н.В. Ловелиус. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2015. – с. 228-230.

О СКЛОНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ, ВЫШЕДШИХ ИЗ-ПОД ДЕЙСТВИЯ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Е.Ю. Ликутов
Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, likutov@front.ru

ABOUT SLOPE FORMATIONS OF THE SLOPE PROCESSES WHICH CAME OUT UNDER ACTION

E.Yu. Likutov, Tyumen State University, Tyumen, Russia

Результаты полевых исследований, о которых идёт речь, добыты самостоятельно в ходе геоморфологической съёмки масштаба 1:50000, специализированной на исследования закономерностей размещения и прогноз россыпей золота. Работы проводились в сезон 1979г. Нижне-Амурским отрядом (н-к отряда В.А. Кривцов) Дальневосточной партии географического факультета МГУ (н-к партии С.А. Лебедев). Научный руководитель работ – С.С. Воскресенский.

Район работ – долина р. Колчанка (IV порядок в классификации А.Н. Стралера – Н.А. Ржаницына (Ржаницын, 1960) – находится в Нижнем Приамурье, непосредственно СВ оз. Чля (рис.). Р. Колчанка берёт своё начало в средней части северного склона г. Белая Гора (абс. высота 249 м), в массиве которой А.А. Хлапониным в 1902 г. открыто, а к 1966 г. А.С. Долбиновым и Н.П. Саврасовым наиболее детально изучено (Геология СССР, 1966) одноимённое золоторудное месторождение. Верхним, субмеридиональным участком р. Колчанка расчленяет небольшой по площади и существенно изолированный сводообразный низкогорный массив (абс. высоты вершин от 135-154 м (по периферии) до 249-351 м (в центральной части), в который входит и г. Белая Гора, и окаймляет его средним и нижним участками ВСВ простирания и приустьевым – СЗ простирания, впадая слева в р. Коль, в свою очередь, впадающую в Охотское море.

Почти вся территория бассейна р. Колчанка сложена эоценовыми андезито-базальтами кузнецовской свиты – тёмно-серыми порфировидными, с вкрапленниками плагиоклазов (белого цвета) размером до 2-3 мм, в срезе поверхности имеющими квадратную, прямоугольную, реже – треугольную форму. Лишь в самой вершине бассейна они прорваны породами Белогорского некка и перекрыты породами палеовулкана Белая Гора, образующими самостоятельную магматическую структуру. Слагающие их породы резко отличаются от пород кузнецовской свиты уже по цвету: светло-серому, белому, светло-фиолетовому, светло-коричневому – и представлены умеренно кислыми: туфами и туфолавами фельзитов, фельзит-порфирами, щелочными (по содержанию SiO_2 – 53-64% (Петрографический…, 1981) – соответствующими умеренно кислым породам): трахитами и их туфами, а также – эруптивными брекчиями (в обломочной части – фельзит-порфиры и андезиты, цемент – кварцевый или халцедоновый с небольшой примесью серицита). Часть пород упомянутой магматической структуры и вмещающих их пород (или перекрытых ими) гидротермально изменены. В них локализуется золоторудное месторождение Белая Гора, они служат коренным источником россыпей бассейна р. Колчанка. Окварцованные породы (трахиты (?), вмещающие полезный компонент – светло-коричневого цвета, микрокристаллической структуры, массивной текстуры – по своему внешнему виду в окатанных обломках аллювия сильно напоминают ириски.

В бассейне р. Колчанка выявлены россыпи практически всех известных (Билибин, 1955; Воскресенский, 1985) типов, представленных в речных бассейнах: элювиальные, склоновые (делювиальные), пойменные, террасовые, а в ходе рассматриваемых работ – и россыпи террасоувалов (увальные россыпи). Данные о наличии полезного компонента были получены как в одиночных шурфах и расчистках, так и по шурфовочному профилю (проходчики: студенты III курса кафедры геоморфологии географического ф-та МГУ Захаревич В.В., Кореневский К.В., Ликутов Е.Ю.) поперёк террасоувала левого борта долины р. Колчанка (рис.) – непосредственно ниже резкого изменения её простирания от субмеридионального на северо-восточное.

Шурфовочный профиль составили 4 шурфа, расстояние между которыми – около 200м. В верхнем (по склону) шурфе мощность рыхлых образований (далее – РО) – 0,45 м, дифференциация на горизонты, обычная для дефлюкционных склонов (Воскресенский, 1971), едва намечается, обломки золотоносных окварцованных трахитов (?) (внешне похожие на ириски) не наблюдаются. Следовательно, шурф пройден на коренном склоне долины р. Колчанка.

В трёх нижележащих шурфах установлено иное, более интересное и сложное, а в чём-то – гораздо более однозначное строение РО. До глубин 0,85-1,2 м во всех трёх шурфах сверху вниз вскрыты три горизонта склоновых образований, достаточно увлажнённых, липко-пластичной консистенции: покровный, смещения и базальный, типичные для дефлюкционных склонов (Воскресенский, 1971). В горизонте смещения отмечена мелкая галька окварцованных трахитов (?) («ирисок») до II класса окатанности, редко рассеянная по всему горизонту, что надёжно определяет геоморфологическую позицию шурфов в пределах террасоувала. Глубина каждого из шурфов – от 2,1 м до 3,4 м – значительно больше мощности достоверно установленных склоновых РО, равно как и нормальной мощности коллювия (1,2-1,5 м) (Титов, 1976). Проходка шурфов на б**о**льшую глубину была предпринята потому, что в исследуемом районе обычного распространения скальных пород под склоновым чехлом они не были встречены.

Вместо не смещённых трещиноватых коренных пород на глубинах, б**о**льших мощности склонового чехла, вскрыты специфические РО, генезис и процессы формирования которых остались не определёнными до сих пор.

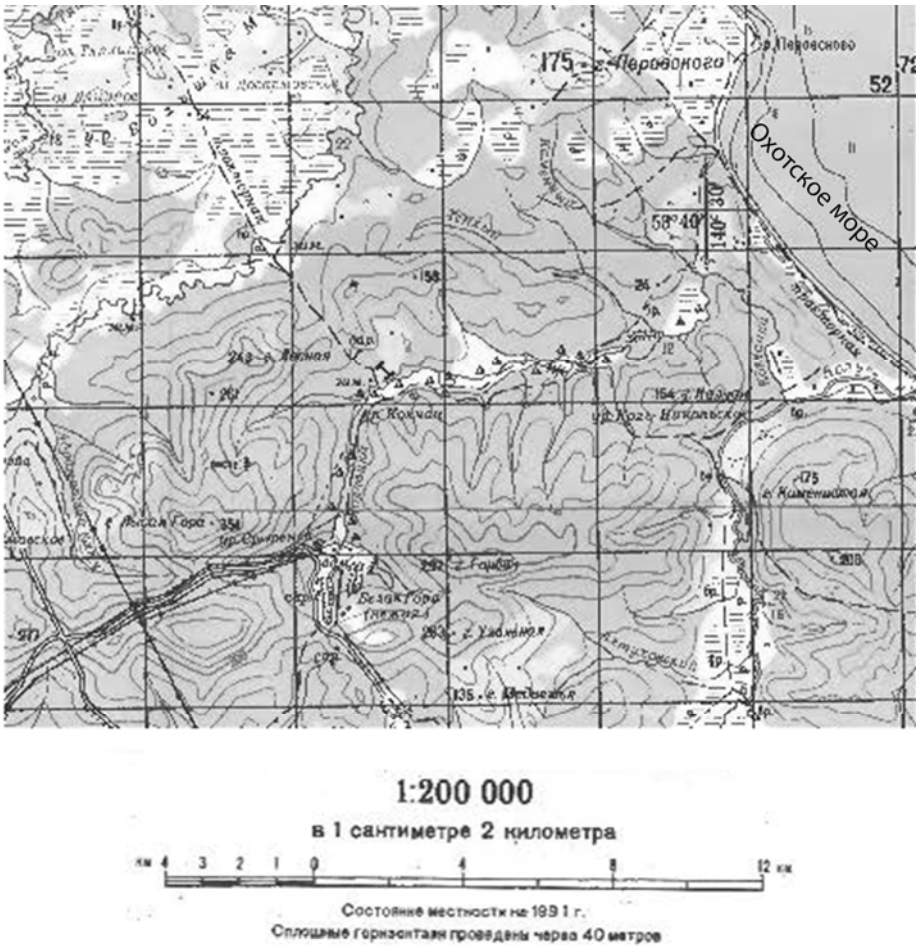
По своим строению и свойствам они заметно отличаются от вышележащих склоновых РО прежде всего минимальной степенью увлажнённости, обусловившей их полутвёрдую консистенцию (или – промежуточную

между полутвёрдой и липко-пластичной) – при суглинистом механическом составе. Скорость проходки этих РО существенно увеличилась – несмотря на их б**о**льшую плотность по сравнению с таковой у залегающих выше по разрезу склоновых РО.

Преобладающий цвет РО – тёмно-серый с коричневым оттенком в целом не изменился. Но только – в целом. 25-30% (по объему) составляют изометричные и слегка вытянутые скруглённые массивы (размер – до 10-15 см) суглинка голубовато-серого – намного более сухого, чем преобладающий суглинок тёмно-серый, т.е. – ясно выраженной полутвёрдой консистенции. Суглинок голубовато-серый легко режется лопатой (как сухая пастила) с очень чётким срезом. При ближайшем рассмотрении срезов на них обнаружены включения белого цвета, размером от 2-3 мм, квадратной, прямоугольной, реже – треугольной формы.

Выявленные свойства массивов суглинка голубовато-серого: форма, размер, степень увлажнённости, наличие в них чётко оформленных включений – вместе с закономерностями изменений свойств обломочного материала при выветривании позволяют определить их принадлежность к андезито-базальтам кузнецовской свиты, почти нацело слагающим бассейн р. Колчанка. В то же время установленные обломки пород кузнецовской свиты – очень сильной степени выветрелости. Основная масса их при этом каолинизирована, отчего приобрела голубоватый оттенок, а вкрапленники плагиоклаза, сохранившие свои чёткие очертания, изменились до вторичного карбоната.

Неизменность цвета и мехсостава преобладающих РО по разрезу в целом, свойства сильно выветрелых обломков пород кузнецовской свиты в нижней части разреза – признаки склонового генезиса РО нижней части вскрытого в шурфах разреза. Скруглённые чёткие очертания и сильная степень выветрелости установленных обломков андезито-базальтов кузнецовской свиты, отсутствие текстурных признаков современного смещения их вниз по склону свидетельствуют о длительном (в геоморфологическом масштабе времени) практически неподвижном положении первично склоновых РО нижней части разреза и пребывании их под действием лишь процессов выветривания.



Карта района работ (долина р. Колчанка) и сопредельных территорий (Топографические…, 1996). Специальное условное обозначение (ниже карты в прямоугольной рамке): линия шурфовочного профиля, Остальные условные обозначения – стандартные для топокарт (Топографические…, 1996). Компьютерная версия: Калинин А.А.

Таким образом, РО, залегающие ниже современных склоновых РО в разрезе РО террасоувала долины р. Колчанка – склоновые, вышедшие из-под действия склоновых процессов уже в течение геоморфологически длительного времени и продолжающие своё развитие под действием процессов выветривания. По соотношению процессов формирования исследуемых РО во времени устанавливается их сложный – склоново-элювиальный генезис. Следовательно, склоново-элювиальные РО в данном случае выполняют геоморфодинамическую функцию не смещённых выветрелых коренных пород.

Полученные результаты подтверждают высокую степень самоорганизации склоновых геоморфосистем. В своём развитии склоны сохраняют мощность склоновых РО, соответствующую или меньшую нормальной мощности коллювия (по Э.Э. Титову (1976), обнаруживая тем самым еще одну черту сходства движения обломочного материала на склонах и в водном потоке, установленного ранее В.М. Дэвисом (1962, с.18). Поэтом данные о мощностях склоновых РО, б**о**льших нормальной (Лютцау, 1971; Геоморфология…, 1973), включают в себя как современные склоновые РО, движущиеся в настоящее время, так и склоново-элювиальные РО, вы-

шедшие из-под действия склоновых процессов, в настоящее время неподвижные и формирующиеся под действием лишь процессов выветривания.

Список литературы:

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 472 с.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 228 с.

Воскресенский С.С. Геоморфология россыпей. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 208 с.

Геология СССР. – Т.XIX: Хабаровский край и Амурская область. – М.: Недра, 1966. – 736 с.

Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – Ч.1. – 275 с.; Ч.2. – 97 с.

Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. – М.: ИЛ, 1962. – 455 с.

Лютцау С.В. Типы склонов и особенности строения склоновых отложений Малого Хингана // Склоны, их развитие и методы изучения.– М.: Мысль, 1971. – С.182-190. (Вопросы географии; Сб.85).

Петрографический словарь / Под. ред. В.П. Петрова, О.А.Богатикова, Р.П. Петрова. – М.: Недра, 1981. – 496 с.

Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 238 с.

Титов Э.Э. Основные черты коллювиального морфогенеза в горах Северо-Востока СССР // Геоморфология. – 1976. – №2. – С.11-25.

Топографические карты России. N-54-XXI (Чля). Масштаб 1:200000. – М.: Роскартография, 1996.

ПРИРОДНОЕ ОКРУЖЕНИЕ ОЗЕРНЫХ ПОСЕЛЕНИЙ КАМЕННОГО ВЕКА (МЕЗОЛИТ И НЕОЛИТ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ)

О.В. Лозовская[1], **В.М. Лозовский**[1], **Е.Г. Ершова**[2], **М.А. Кулькова**[3]

[1] *ИИМК РАН, Санкт-Петербург, Россия*, olozamostje@gmail.com, zamostje68@gmail.com

[2] *МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*, eershova@rambler.ru

[3] *РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия,* kulkova@mail.ru

PALEOLANDSCAPE OF LAKE STONE AGE SETTLEMENTS (MESOLITHIC AND NEOLITHIC OF UPPER VOLGA BASIN)

O.V. Lozovskaya, V.M. Lozovski, Institute for the History of Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia;
E.G. Ershova, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;
M.A. Kulkova, Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia

Выбор места обитания в древности всегда принадлежал человеку; он определялся доступностью воды и стратегическими особенностями добычи пищевых ресурсов или источников сырья. Послеледниковые изменения климата и преобразования ландшафтов привели к почти повсеместному в северной части Европы распространению рыболовства и активному освоению лесных массивов. Озерные поселения для групп охотников-рыболовов позднего мезолита и неолита являли собой оптимальную экологическую нишу на широких пространствах лесной зоны Восточной Европы.

Для региона Волго-Окского междуречья природные условия в этот период были сходными и характеризовались сетью многочисленных рек, проток и озер, богатых рыбой, разнообразием водоплавающих, болотных и лесных птиц; прибрежные леса были населены различными животными, но главный охотничий интерес представляли лось, бобр и пушные хищники (Лозовский и др., 2013; Жилин, 2004). Эти общие для бассейна Верхней Волги черты хозяйства древнего населения хорошо прослеживаются не только на основании археологических материалов стоянок, включающих многочисленные фаунистические остатки, в т.ч. рыб и птиц, специализированный охотничий и рыболовный инвентарь, и даже остатки деревянных рыболовных конструкций, но также при анализе расположения самих памятников этого времени.

Особенно ярко это проявляется при изучении так называемых торфяниковых или болотных (peat-bog) памятников, культурные слои которых находятся в мокрых (wetland, waterlogged) отложениях. Удивительная сохранность целого спектра органических материалов, включая дерево, растительные волокна и семена растений, позволяет в значительно более полном объеме реконструировать конкретные условия обитания, особенности рельефа и окружающую растительность древних поселений.

Интенсивные новые комплексные исследования в этом направлении проводились в последние годы на известной стоянке Замостье 2, расположенной в пойме реки Дубна на севере Московской области. Основываясь на уже имевшихся общих палеоэкологических данных, полученных в предыдущие годы (Алешинская и др., 2001; Lozovski et al, 2014), нам удалось уточнить некоторые особенности расположения и функционирования поселений на протяжении более двух тысячелетий (с начала VII по середину V тыс. до н.э./ cal BC), а также приблизиться к пониманию процесса археологизации вещественных материалов столь древней эпохи.

Начать, прежде всего, следует с археологического контекста исследований. На стоянке выделяется пять разнокультурных комплексов, стратиграфически хорошо выраженных на большей части раскопанной площади, которые соотносятся с поздним мезолитом (ок.7000-6600 и 6300-6000 cal BC), финальным мезолитом (ок.5950-5800 cal BC), ранним (ок.5800-5200 cal BC) и средним неолитом (ок.4900-4300 cal BC). По данным анализа распределения и положения находок, количества и состава артефактов, а также характера вмещающих отложений,

можно сделать вывод, что кровля верхнего мезолитического слоя в целом отражает условия древней жилой поверхности, ранненеолитический слой включает участки, как суши, так и водных отложений с установленными у берега вершами. Остальные слои не являются, строго говоря, площадкой поселений: нижний, вероятно, можно рассматривать как прибрежную зону водоема, в нем найдено большинство фрагментов весел; слой финального мезолита имеет признаки переотложения, в нем также попадаются обрывки веревочек и (?) сетей, а также санный полоз; самый верхний и когда-то, вероятно, мощный слой среднего неолита, судя по количеству найденных фрагментов керамики (более 30 тыс. на площади 164 кв.м), является перемытым на месте в результате последующей трансгрессии водоема.

Характер залегания культурных слоев, детали которого фиксируются в процессе археологических раскопок, также может указывать на некоторые палеогеологические события. Например, следы размыва чрезвычайно насыщенного находками верхнего позднемезолитического слоя в экономической зоне поселения свидетельствуют о довольно резком подъеме воды в конце мезолита или начале неолита, судя по непосредственному контакту лучин ранненеолитической верши с поверхностью скоплений находок; при этом на лучинах сохранились остатки тонких переплетений из растительных волокон. Рельеф палеоберега в мезолитическую эпоху косвенно реконструируется по высотному и пространственному соотношению с остатками рыболовной заслонки на дне палеоводоема, синхронной верхнему слою мезолита (Лозовская и др., 2013; Лозовский и др., 2013).

Однако эти резкие колебания уровня воды и, следовательно (?), изменения режима водоема не находят прямого подтверждения в результатах палинологического анализа (Ершова, 2013), проведенного по двум разрезам 2013 г. на противоположных концах стоянки (Лозовский, Лозовская, 2014). Напротив, данные спорово-пыльцевого анализа указывают на очень постепенный, но поступательный процесс обмеления крупного озерного водоема, зафиксированный с начала атлантикума и продолжавшийся до исторического времени. Следует добавить, что он был искусственно прерван масштабной мелиорацией в пойме Дубны, начавшейся в конце 1920х гг. (Пришвин, 1929). Важным выводом, объясняющим некоторые несоответствия представлений о чередовании трансгрессивных и регрессивных этапов в развитии палеоводоемов, не только в бассейне праДубны, но и на региональном уровне, и реконструкции постепенности процесса, является рассмотрение окружающего ландшафта как взаимосвязанного сбалансированного сообщества локальных растительных группировок, «являющихся разными стадиями процесса зарастания и заболачивания озера» (Ершова, 2013: 190), и мало реагирующего на глобальные изменения климата. Подтверждением этого тезиса можно считать сходство с описанием растительности в районе Заболотского озера, оставленное в самом конце XIX в. русским ученым-ботаником А.Ф.Флеровым (Флеров, 1902). Основными древесными породами этого локального комплекса были береза, ива, ольха, сфагновые сосны. В состав зональной растительности, начиная с конца бореала, помимо сосны и (?) березы, входили широколиственные породы и их спутники (вяз, ильм, липа, граб, дуб, ясень, орешник), их доля остается постоянной на протяжении всего атлантического периода. В короткий промежуток, соответствующий финальному мезолиту процентное соотношение сосны и березы резко меняется, что может быть связано с кратковременной деградацией прибрежных березняков, возможно, в результате подъема воды.

Эти выводы хорошо согласуются с результатами анатомического изучения и определения пород деревьев, использовавшихся на поселении. В мобильном инвентаре в целом преобладают лиственные породы, на первом месте береза и вяз, также широко используются ива, осина, ясень, черемуха. Велика доля сосны, особенно в верхнем слое мезолита. Наиболее разнообразен по видам древесного сырья нижний слой (начало атлантикума) (Лозовская, Лозовский, 2014), что вызывает удивление в связи с интерпретацией его генезиса; в нем также зафиксирован самый полный список пород рыб. В качестве сырья для получения лучин для рыболовных вершей и загородок использовалась преимущественно сосна, что логично из-за ее природной способности к расщеплению. Для сооружения рыболовных заграждений из кольев использовались такие породы как граб, черемуха, тополь, ива, вяз, сосна и др. Эти предметы характеризуют более позднее время – преимущественно конец раннего и средний неолит.

Анализ семян растений из культурных слоев и нагара сосудов дополняет окружающий стоянку палеоландшафт доступными в древности растительными ресурсами, такими как калина, малина, черемуха обыкновенная (Berihuete Azorin, Лозовская, 2014).

Не менее важным выводом палинологического исследования явилось заключение о водной среде на месте взятия образов на протяжении всего мезолита и раннего неолита. Речь идет о мелководном открытом слабопроточном водоеме. На это указывает пыльца некоторых растений и сохранность древесины, требующая анаэробных условий. С другой стороны, ботанический анализ торфа (оторфованного сапропеля) однозначно указывает на искусственное происхождение всех многочисленных древесных остатков в заполнении слоев (Ершова, 2013). Наличие деревянных фрагментов, угля и мельчайших артефактов являются аргументом в пользу непотревоженности культурных отложений.

Вопрос о существовании в древности суши или прибрежного водоема на месте стоянок с сохранившимися древесными остатками является наиболее спорным и болезненным для исследователей озерных поселений. В пользу водной среды говорят и результаты геохимического анализа отложений (Кулькова, 2014). Использование метода геохимической индикации позволило оценить ландшафно-климатические изменения в районе стоянки, в частности, уровень изменения воды в водоеме, окислительно-восстановительные процессы, температуру воздуха. На протяжении первой половины атлантического периода, до климатического максимума, отмечается существование мелководного хорошо аэрируемого водоема, для которого характерны незначительные колебания уровня воды и его продуктивности. Фиксируется также изменение влажности и постепенное потепление, которое вместе с уменьшением уровня воды в отложениях среднего неолита, привело к зарастанию водоема на этом участке стоянки.

Так или иначе, естественнонаучные методы исследования указывают на водные условия формирования культурных слоев стоянки, что, по крайней мере, в двух случаях противоречит археологическим данным. Если общая реконструкция ландшафта прилегающей территории уже не подвергается сомнениям, то планиграфия в рамках самой стоянки еще ждет окончательной реконструкции. Наиболее вероятной видится гипотеза, что разрезы, послужившие основой для проведенных исследований, соответствуют окраинам древнего мыса, хорошо видимого на реконструкции палеорельефа (Lozovski et al, 2014, fig.5); это подтверждается и характером распределения находок в толще культурных слоев. С другой стороны, нельзя исключать из внимания и кратковременность в геологическом смысле пребывания человека на этой площади, которое могло совпадать с короткими регрессивными периодами, не нашедшими отражения в геологической летописи.

При поддержке грантов РФФИ №11–06–00090а, №11–06–100030к, №12–06–00013к, №13–06–10007к, №13–06–12057офи-м и HAR2008–04461/HIST Министерства науки Испании.

Список литературы:

Алешинская А.С., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Геолого-палеоэкологические события голоцена и среда обитания древнего человека в районе археологического памятника Замостье 2 / Каменный век европейских равнин: объекты из органических материалов и структура поселений как отражение человеческой культуры. – Сергиев Посад, 2001. – С.248-254.

Ершова Е.Г. 2013 Результаты ботанического и спорово-пыльцевого анализа по разрезам стоянки Замостье 2, 2013 г. // Жилин М.Г. Природная среда и хозяйство мезолитического населения центра и северо-запада лесной зоны Восточной Европы. – М.: Академия, 2004. – 141 с.

Кулькова М.А. Первые результаты реконструкции палеогеографии и жизнедеятельности древнего человека на стоянке Замостье 2 по данным геохимического анализа // Природная среда и модели адаптации озерных поселений в мезолите и неолите лесной зоны Восточной Европы. – СПб: ИИМК РАН, 2014. – С.58-63

Лозовская О.В., Лозовский В.М. 2014 Использование древесины в позднем мезолите – раннем и среднем неолите на озерном поселении Замостье 2 // Природная среда и модели адаптации озерных поселений в мезолите и неолите лесной зоны Восточной Европы. СПб: ИИМК РАН, 2014. С.64-69.

Лозовская О.В., Лозовский В.М., Мазуркевич А.Н. Палеоландшафт рубежа мезолита-неолита на стоянке Замостье 2 (бассейн Верхней Волги) / VIII всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей. – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С.379-381

Лозовский В.М., Лозовская О.В., Клементе Конте И. (ред.) 2013 Замостье 2. Озерное поселение древних рыболовов эпохи мезолита-неолита в бассейне Верхней Волги. – СПб: ИИМК РАН, 2013. – 240 с.

Лозовский В.М., Лозовская О.В. 2014 Стратиграфия отложений и культурных слоев стоянки Замостье 2 // Природная среда и модели адаптации озерных поселений в мезолите и неолите лесной зоны Восточной Европы. СПб: ИИМК РАН, 2014. – С.46-53.

Пришвин М.М. Журавлиная Родина. Повесть о неудавшемся романе // Новый мир. – 1929. – №4-9.

Флеров А.Ф. Флора Владимирской губернии. Ч. 1 и 2. М., 1902. 257 с.

Berihuete Azorin M., ЛОЗОВСКАЯ О.В. 2014 Evolution of plant use at the wetland site Zamostje 2, Sergiev posad, Russia: First results // Природная среда и модели адаптации озерных поселений в мезолите и неолите лесной зоны Восточной Европы. – СПб: ИИМК РАН, 2014. – С.74-79.

Lozovski V., Lozovskaya O., Mazurkevich A., Hookk D., Kolosova M. 2014 Late Mesolithic–Early Neolithic human adaptation to environmental changes at an ancient lake shore: The multi-layer Zamostje 2 site, Dubna River floodplain, Central Russia // Quaternary International. – Vol. 324. – Human dimensions of palaeoenvironmental change: Geomorphic processes and geoarchaeology.Ed. by M. Bronnikova and A. Panin. – P.146-161.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА ПРИБАЙКАЛЬЯ

Д.В. Лопатин

Санкт-Петербургский государственный университет, Россия, lopatin12@yandex.ru

FUNDAMENTAL PROBLEMS OF PRIBAYKALE QUATERN

D.V. Lopatin, Saint-Petersburg State University, Russia

В настоящее время на основе всё возрастающего потока информации о геолого-тектонических, палеогеографических и геоморфологических знаниях истории кайнозоя Прибпйкальско-Забайкальского региона необходимо остановиться на обсуждении фундаментальных, но не разрешённого до конца вопроса генезиса, механизма образования и истории развития зоны впадин и хребтов байкальского типа. Это обстоятельство связано с тем, что ряд выводов, научных идей и гипотез носят или дискуссионный характер, или содержат в себе ряд существенных противоречий, свидетельствующих об их ошибочности.

Остановимся на обсуждении важнейшей проблемы, связанной с процессом растяжения земной коры, якобы имеющим место при образовании впадин байкальского типа. Аргументация в подтверждении этого процесса основана на анализе механизмов в очагах землетрясений. Сами по себе растягивающие напряжения, по-видимому, существуют (исключение составляет только Тункинская впадина), но к реальному растяжению фундамента впадин не приводят. В отдельных случаях ширина впадин может увеличиваться за счёт механизма эрозионно-денудационных и абразионных процессов, а также за счёт опускания тектонических ступеней на их бортах, но не за счёт раздвижения тектонических плит или блоков. При таком механизме образуется свободное

пространство на границе «кора-мантия», которое должно замещаться инъекционными базальтоидными магматическими формациями. Во впадинах (кроме Хубсугульской и Тункинской) их нет. Но, в то же время, внутри депрессий вместо базальтов часто фиксируются структурные перемычки, сложенные кристаллическими породами фундамента, выведенными на поверхность или древними породами основания чехольных комплексов, также выведенными на поверхность вертикальными блоковыми перемещениями. Всё это не говорит в пользу тотального растяжения.

Об этом же свидетельствуют и особенности строения осадочной линзы Байкала. По данным сейсмоакустического профилирования (НСП) залегание слоёв практически горизонтальное и очень спокойное. Разрывные нарушения достаточно редки и малоамплитудны. Не фиксируются структуры горизонтальных срывов, будинажа, замещения и выпадения горизонтов. При раздвижении впадин в ходе рифтогенеза мощности осадков в центре котловины должны быть минимальны, а в краевых прибортовых частях максимальны (как, например, в Красном море). В Байкальской впадине мощность осадочного слоя примерно одинакова или увеличивается в осевой зоне прогиба. Кроме того, если принять современную скорость раздвига в современных рифтах за 10 мм в год, то за 32 млн. лет своего существования борта Байкальской впадины должны были бы раздвинуться на 320 км. В последнее время для доказательства раздвига используются материалы GPS-геодезии. Но эти данные, к сожалению, не могут считаться надёжными, поскольку, мы имеем дело с очень коротким периодом наблюдений. Кроме всего прочего, точность определения координат составляет первые метры, а результаты смещения реперных точек оцениваются в миллиметрах.

Другой важной проблемой является ***временн'ая последовательность в прогибании впадин и сопряжённых с ними поднятий горных хребтов.*** Первоначально большинство исследователей считали, что после мел-палеогенового выравнивания в конце палеогена – начале неогена в Прибайкалье возникло сводовое поднятие с абсолютными отметками до 2000-2500 м. После чего произошло обрушение его осевой части с образованием цепи впадин. Ещё в 1966 г Ю.А. Зорин аргументировано показал, что обрушение свода с подобной амплитудой и радиусом кривизны не может быть более 0,7 км, так как объём впадины во много раз превышает объём того пространства, которое могло освободиться в земной коре при росте свода. Поэтому, вполне очевидно, что процесс погружения фундамента впадин на колоссальную глубину в 8-10 км ниже уровня моря первичен, а сопряжённые поднятия их обрамления компенсационной изостатической природы вторичен (или, по крайней мере, одновременен). Одним из возможных объяснений этого явления может быть процесс всасывания вещества нисходящим конвекционным течением. Несмотря на приводимые Ю.А.Зориным корректные, обоснованные, вполне простые и доходчивые, а главное, никем не опровергнутые доказательства не принимаются во внимание. До сих пор многие исследователи продолжают отстаивать первичность сводообразования. В то же время, механизм ультраглубокого погружения фундамента до сих пор не находит приемлемого объяснения, и в геодинамической модели специально не рассматривается.

Проблема возраста Байкала тоже остаётся остро дискуссионной. Широко распространено достаточно примитивное представление о том, что Байкал является чуть ли не самым древним озером на планете и существует в современном или близким к тому виде уже более 32 млн. лет. Мы и ранее делали попытки довести до широкого читателя мысль о том, что следует различать возраст Байкальской впадины и возраст глубоководного озера располагающегося в ней. Возраст впадины действительно является олигоценовым, а возможно и более древним. Но глубоководного озера тогда не существовало, а днище депрессии занимали мелководные озёра и болота. В истории впадины Байкала существовали этапы субаэрального развития, когда она полностью компенсировалась осадками и являлась суходольной [Регион. Геол. и металлогения, №18, 2003]. Сколько было подобных этапов сказать пока трудно, поскольку до сих пор неизвестна доля озёрных глин в осадочной линзе впадины и пока не доказан их глубоководный генезис. Последним субаэральным этапом был манзурский, когда впадину пересекали древние транзитные реки: Пра-Баргузин, Пра-Турка, Пра-Верхняя Ангара, Пра-Селенга и её продолжение Пра-Манзурка. Глубоководное озеро могло возникнуть только после завершения накопления манзурского аллювия, не ранее 78 тыс. лет назад, перед накоплением песчаной толщи – не позднее 65-70 тыс. лет назад. По какой-то непонятной причине эти цифры вызывают удивление и неприятие ряда известных исследователей, хотя они достаточно аргументировано обоснованы. Создаётся такое впечатление, что никто не знает о том, что целый ряд известных учёных достаточно убедительно обосновывали молодость Байкала: В.В.Белоусов – концом палеолита, Е.В. Павловский и А.В. Цветков – второй половиной постплейстоцена, В.С. Аносов – границей раннего и среднего плейстоцена, Н.А. Флоренсов – плейстоценом, В.Д. Мац, В.И. Галкин, И.Б. Мизандронцев, Г.С. Голдырев – поздним плейстоценом. Важнейшими аргументами существования манзурского субаэрального этапа и функционирования древней гидросети являются следующие: 1. повышенные мощности до 100-195 м древнего аллювия и его констративный тип осадконакопления в истоках якобы вытекавших из Байкала палеорек; 2. невозможность существования нескольких речных истоков из одного озера; 3. высокая степень окатанности и экзотический состав обломочного материала манзурского аллювия, не соответствующий петрографической провинции Западного Прибайкалья.

Проблема генезиса песчаной толщи Прибайкалья и связанный с ней вопрос существования озёрного трансгрессивного периода с высоким стоянием уровня байкальских вод вот уже более века вызывает оживлённые споры и является до сих пор до конца неразрешённой. Важность решения данной проблемы позволяет сделать следующие оценки: 1. оценить геохимическую эволюцию и осадочный баланс вещества завершающего этапа формирования впадин байкальского типа; 2. уточнить геохронологические рубежи формирования песчаной молассы, что даёт дополнительные возможности для более точного определения возраста возникновения глубоководного озера и характеристики палеоландшафтов этого периода.

В отношении происхождения толщи позднеплейстоценовых песков, относимых Н.А. Логачёвым к сероцветной молассе, были высказаны различные часто взаимоисключающие мнения. Я не считаю, что это определялось особой сложностью проблемы. Она в принципе была решаема обычными традиционными литологическими и палеогеографическими методами, даже без использования трудоёмких специализированных видов аналитических и прецизионных минералого-петрографических исследований. Хотя следует отметить, что толща является достаточно своеобразной и характеризуется особыми, часто нестандартными, параметрами: 1. удивительная выдержанность и площадное однообразие гранулометрических, минералого-геохимических и структурно-текстурных параметров, не зависящих от местных особенностей геологического субстрата; 2. высокое содержание слабоустойчивых минералов; 3. высокая степень окатанности и полировки кварцевых частиц, даже в коротких ложках и распадках, где неизвестны выходы пород кварцевого или кварц-полевошпатового состава; 4. присутствие сингенетичной вечной мерзлоты или криодислокаций; 5. низкая концентрация органики и бедные спорово-пыльцевые спектры; 6. наличие прослоев делювиальных супесей и суглинков с мамонтовой фауной в узкой зоне прибортовых фациальных переходах к горному обрамлению (Чарская, Баргузинская и Тункинская впадины).

Существует несколько гипотез происхождения аркозовых песчаных свит. Абсолютнон большинство считает их озёрными; некоторые исследователи – аллювиальными, эоловыми, дельтовыми и др. Следует отметить и ещё один оригинальный взгляд на генезис песков М.П.Лобанова, Т.Т.Тайсаева и А.И.Сизых, считающих эти образования продуктами переотложения эндогенных кластитов. Надо признаться, что данная трактовка вопроса имеет своё обоснование и какая-то очень небольшая часть этих осадков действительно могла быть сформирована, в том числе и в результате этого процесса.

Главным обстоятельством, вызвавшим у исследователей трудности в определении генетической принадлежности песков, вероятно, являлось наблюдаемое сочетание площадного характера развития этих образований, имеющий псаммитовый состав, с озёрным горизонтальным типом слоистости. Противоречие здесь заключается в том, что пески, обычно характерные для узкой зоны пляжа, в данном случае накапливались тотально, включая внутреннюю глубоководную часть водоёмов. Кроме того, утверждение озёрной гипотезы влекло за собой признание существоваеия на значительной части территории Прибайкалья и Забайкалья периода многоозёрья и высокого уровня стояния Байкала, что не всегда соответствовало представлениям многих исследователей о кайнозойской истории развития региона.

Хотелось бы высказать некоторые комментарии по отношению к проблеме происхождения песков. *Пески вряд ли можно считать флювио-гляциальными*, так как в них нет косой и волнистой слоистости. Они не слагают сингенетичные микроформы аккумулятивного ледникового рельефа, такие как озы, камы, друмлины. К тому же в районах Среднего Байкала, где наблюдаются наибольшие поля этих образований, нет следов четвертичного оледенения.

Их нельзя считать и флишевыми образованиями, как это предлагает Е.Б. Карабанов и Г.С. Голдырев, так как флиш не может образовываться в озёрах глубиной 100-200 м, например, во впадинах Селенгинской Даурии. Вне всякого сомнения, песок не может также поступать в осевую зону прогиба Байкала (что показал 220 метровый разрез, вскрытый скважиной напротив пос. Мишиха) селевыми потоками по подводным каньонам, поскольку последние оканчиваются в 2-5 км от берега на границе подводного склона и центральной плоской подводной равнины. Там не фиксируются даже конусы выноса. Если бы в Байкале имелись процессы лавинной седиментации, то каньоны были бы заполнены хаотично перемещёнными различными типами пород: илов, песков, глин, гравийников, галечников, валунников. Широкое развитие имели бы специфические подводные формы рельефа – цирки, ступени, оползни, оплывины, конусы выноса, наклонные шлейфы подножий и др. Кроме этого, скорости подводных поперечных течений от берегов к центру озёрной ванны должны были бы достигать 0,4-0,5 м/сек. Всего этого в Байкале не наблюдается.

По мнению автора, для обоснованного и беспристрастного решения вопроса о происхождении песчаной толщи Прибайкалья необходимо последовательно решить три задачи: 1. определение источников поступления песка; 2. решить вопросы механизма и путей переноса песчаных частиц и определить природу транспортирующих экзодинамических процессов; 3. определить среду и палеогеографические условия накопления этих осадков.

Выполненные Б.В. Томиловым (И-нт геох. СОРАН) исследования минералого-геохимического и гранулометрического состава песчаных образований однозначно свидетельствуют о том, что их источниками являются гранитные массивы горного обрамления впадин байкальского типа, а точнее – щебнисто-дресвянистый элювий, формирующийся на их поверхности. Если бы толща песков имела не озёрный генезис, то она выполняла бы все впадины забайкальского типа, горное обрамление которых представлено гранитными массивами. Однако, во впадинах забайкальского типа толща песков фиксируется только в тех местах, где существовали озёра, имевшие связь с Байкалом (бассейн р. Селенги). Песчаная свита удивительным образом маркирует все впадины байкальского типа, указывая на явную генетическую связь с водоёмами со стоячей водой.

Главным критерием озёрного генезиса является тонкая горизонтальная слоистость, которая не может быть ни у дельтовых аллювиальных, флювиогляциальных, дельтовых пролювиальных и типичных эоловых образований.

Вместе с этим, на участие эоловых процессов при образовании толщи песков, указывает характер кумулятивных гранулометрических кривых, а также «пустынный загар» и специфическая полировка поверхности кварцевых зёрен. Всё это свидетельствнет о том, что механизм переноса частиц определялся эоловыми процессами. Они премещались, либо ветром по воздуху, либо по льду замёрзших озёр. Такие условия, скорей всего, возникали в максимум ледниковья, особенно в начальные криоаридные фазы, когда преобладали ландшафты холодных степей и тундр, когда резко возрастала степень физического и морозного выветривания. На поверхности массивов пород гранитного состава происходит образование дресвяно-щебнистого песчаного элювия

повышенной мощности, наподобии того, что мы видим в настоящее время в перигляциальной зоне среднегорья хр. Кодар на левобережье р. Апсат. Дезинтегрированный материал процессами склонового переноса, затем дефляции, вовлекается в нисходящий литопоток, поставлявший песок на поверхность озёрных бассейнов. Аркозовый химический состав песков полностью подтверждает реконструируемые условия осадкообразования. Все вышеизложенные аргументы позволяют определить генезис песчаной толщи Прибайкалья как озёрно-эоловый.

Времени образования песчаной свиты отвечает период многоозерья и высокого стояния уровня байкальских вод. В качестве заливов к Байклу были причленены озёра Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской и других впадин, а также бассейн Селенги. При этом высокий уровень озёр определялся не таянием или ростом ледников, как это ошибочно трактуется многими специалистами иркутских научных школ, а исключительно порогом стока в истоках Ангары, тем более, что Байкал не является бессточным бассейном. Аргументированные доказательства зарегулированности уровня озера приводятся в работах И.Н. Резанова. Кроме всего прочего, деградация оледенений происходит не за 5-10 лет, а за тысячи, поэтому, этот процесс мог вызвать сезонное ежегодное увеличение расходов рек лишь на первые десятки процентов, что при проточном режиме озёр не могло приводить к каким-то существенным колебаниям уровня последних.

Этим не исчерпывается количество нерешённых проблем квартера Прибайкалья, а лишь оганичивается регламентом объёма публикации.

СУБРЕЦЕНТНЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ НИЗОВЬЕВ Р. КОЛЫМА И ИХ СРАВНЕНИЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ КАРПОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И СОСТАВОМ СОВРЕМЕННОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Д.А. Лопатина[1], О.Г. Занина[2]
[1] *Геологический институт РАН, Москва, Россия,* dalopat@mail.ru
[2] *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия*
oksanochka_zet@mail.ru

SUBRECENT SPORE-POLLEN SPECTRA OF KOLYMA LOWLAND AND THEIR COMPARISON WITH PLANT MACROFOSSILS DATA AND MODERN VEGETATION

D.A. Lopatina, Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia; O.G. Zanina, Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Russia

Для реконструкции растительности и климата четвертичного периода Северо-Востока Азии определяющими являются палеоботанические методы (палинологический и карпологический). В связи с этим крайне важны исследования, касающиеся выяснению соотношений комплексов субрецентных растительных микро- и макроостатков с продуцирующей их растительностью. Перспективность использования палинологического метода обусловлена, прежде всего, массовой встречаемостью спор и пыльцы. Однако он имеет ряд недостатков, связанных с переносом пыльцы на значительные расстояния и плохой сохранностью палинологических остатков ряда таксонов. Карпоиды хорошо сохраняются в районах с близким залеганием мерзлоты, что позволяет определять по ним виды растений и, таким образом, более детально характеризовать экологические условия. Особенность этого метода заключается еще и в том, что карпологические остатки, как правило, автохтонны и дают информацию о структуре локальных сообществ. Результаты карпологического и палинологического анализов взаимно дополняют друг друга и отражают различные по уровню обобщения характеристики растительности. Проверка сходимости этих методов может быть осуществлена с помощью изучения спор, пыльцы и семян из поверхностных проб с составом современной растительности площадки отбора.

При комплексных исследованиях разных типов отложений с целью реконструкций растительного покрова позднего плейстоцена Берингии (Лопатина, Занина, 2006, Zanina et al., 2011) появилась необходимость в проведении подобной работы для территории Северо-Востока Якутии. В настоящей работе ставилась задача установить степень соответствия комплексов спор и пыльцы из почв с привлечением данных карпологического анализа формирующей их растительности низовьев р. Колымы и найти объективные критерии для воссоздания растительного покрова по составу фитофоссилий для исследуемого региона.

Районы исследования располагаются в окрестностях пос. Черский (68º с.ш., 161º в.д.) и обнажения Дуванный яр на правом берегу р. Колымы (68º с.ш., 159º в.д.). Изучаемая территория относится к южной подзоне тундролесий. В районе исследования произрастают лиственничники с *Larix cajanderi* Mayr. На крутых, хорошо прогреваемых склонах южной экспозиции развита степная растительность, представленная разнотравными сообществами. Материалы для работы отбирались как в зональных ценозах – лиственничниках, так и в интразональных – степных и нарушенных. Данные палинологического и карпологического анализов трудно сравнивать в количественном отношении, поскольку растения продуцируют споры и пыльцу на несколько порядков больше, чем плодов и семян. При палинологическом анализе используется процентное соотношение компонентов спорово-пыльцевого спектра, при карпологическом – число плодов и семян в определенном объеме породы (Зюганова, 2005). В настоящей работе рассчитывалось процентное содержание того или иного таксона от общего количества спор и пыльцы и процентное содержание видов плодов и семян от общего количества карпологических остатков.

В случае с лиственничниками выявить породообразующую составляющую по данным палинологического анализа не представляется возможным, поскольку пыльца лиственницы во всех спектрах отсутствует или найдена единично. Это связано с плохой сохранностью пыльцы этого рода даже в поверхностных пробах. В банках семян из лиственничников наблюдается противоположная картина – семена лиственницы доминируют. Значительную долю в спектрах (в среднем 20%) составляет дальнезаносная и региональная пыльца ветроопыляемых родов Betula sect. Albae, Alnus, Duschekia и Pinus. Пыльца Betula sect. Nanae, вероятно, относится к кустарниковым видам берез *Betula divaricata* Ledeb. и *B. exilis* Sukacz., произрастающим на изучаемой территории; пыльца Salix – к *Salix pulchra* Cham. и *S. glauca* L. Количественное содержание ивы в спектрах занижено (до 5%) и не соответствует ее участию в растительном покрове. Семена березы и ивы определены в пробах и карпологическим методом. Травянистый покров изученных площадок лиственничников отражает преобладающая в спектрах пыльца семейств Ericaceae и Poaceae, которые фиксируются также и в банках семян. Единично определена пыльца таксонов трав, не отмеченных в местах взятия проб – Asteraceae, Caryophyllaceae, Cyperaceae, Brassicaceae, Lamiaceae, Valerianaceae и Ranunculaceae, но присутствующих в составе растительности региона.

В спектрах проб из остепненных участков с проективным покрытием 50-60% значительно содержание заносной пыльцы, преимущественно сосны (до 80%), многие пыльцевые зерна которой деформированы и разорваны. Лишь пыльца семейств Poaceae (4-27%) и Caryophyllaceae (3%) отражает растительность, произрастающую на исследуемых площадках. Также отмечена пыльца трав, представителей растительности региона – Asteraceae, Lamiaceae и Polygonaceae. В банках семян определены как виды травянистых растений, произрастающих на месте отбора, так и заносные таксоны.

Проведенные геоботанические исследования позволяют сделать выводы, которые необходимо учитывать при интерпретации субрецентных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров и карпологических комплексов и реконструкции четвертичной растительности низовьев р. Колымы.

1. Впервые был проведен сравнительный анализ спор и пыльцы и карпологических остатков из поверхностных проб района лиственничных тундролесий. Систематический состав спорово-пыльцевых спектров более разнообразен по сравнению с таковым банок семян и плодов, что позволяет более полно реконструировать состав зональной растительности. Карпологический анализ обычно дает представление о растительности, произрастающей непосредственно на площадке отбора. Однако во всех изученных банках семян присутствуют заносные таксоны, причем их количество более заметно на открытых площадках.

2. В изученных спектрах содержится в заметном количестве заносная пыльца деревьев и кустарников. Наибольший её процент определен на открытых участках степоидов, здесь преобладает пыльца сосны. Присутствие этой пыльцы в спектрах не несет информации о составе локальной растительности, а свидетельствует об атмосферной циркуляции в регионе и рельефе местности. Преобладание пыльцы сосны в данных пробах связано с ветровым заносом пыльцы этого рода, характеризующегося высокой пыльцевой продуктивностью. Единичное содержание пыльцы лиственницы не отражает ее породообразующей роли в растительном покрове; низкое содержание пыльцы ивы – значительное участие этого рода в подросте лиственничников.

3. При характеристике травянистого и кустарничкового покрова по анализу палинологического материала нужно принимать во внимание, что в спектрах не всегда находят отражение (а если отражены, то не совсем адекватно в количественном отношении) ряд родов растений. Так, в спектрах из лиственничников в заметных количествах определена пыльца злаковых и верескоцветных, отражая их преобладание в растительном покрове. Пыльца ряда семейств трав (Scrophulariaceae, Rubiaceae, Ranunculaceaeae, Rosaceae), присутствующих в составе растительности, не обнаружена в спорово-пыльцевых спектрах. Разнотравные сообщества степоидов не находят отражение в спектрах, за исключением злаковых и гвоздичных. А.К. Васильчук (2005) отмечает, что суровые климатические условия являются причиной относительно низкой пыльцевой продуктивности многих растений. Клейстогамия (опыление в закрытых цветках), наблюдаемая у некоторых родов анемофильных растений при длительной пониженной температуре, способствует снижению пыльцевой продуктивности и, таким образом, более низкой концентрации пыльцы в отложениях. Приспосабливаясь к неблагоприятным условиям, растения могут перейти на вегетативное размножение, а это искажает картину растительного покрова, отраженного в спорово-пыльцевых спектрах.

4. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры, изученные из района низовьев р. Колымы, не всегда адекватно отражают состав окружающей растительности, но, как правило, дают представление о его эдификаторах. Заметное содержание в спектрах дальнезаносной и региональной пыльцы обусловлено открытостью изучаемых ландшафтов, относительно низкой пыльцевой продуктивностью местных фитоценозов и переходом части растений на вегетативное размножение в условиях сурового климата. Автохтонный генезис карпологических остатков позволяет реконструировать локальный тип растительности в пределах более широкого флористического фона, устанавливаемого по данным палинологического анализа. Наиболее удачным подходом к реконструкции растительности четвертичного времени является комплексный ботанический анализ, где локальная компонента рассматривается через призму региональной и с поправкой на неё.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №15-05-07686.

Список литературы:

Васильчук А.К. Региональная и дальнезаносная пыльца в тундровых палиноспектрах // Известия РАН. Сер. биол. 2005. №1. С. 1-12.

Зюганова И.С. Сопоставление данных карпологического и палинологического анализов для характеристики растительности позднего плейстоцена (на примере разреза Плес, бассейн верхней Волги) // Материалы XI Палинологической конференции «Палинология: теория и практика». – М. 2005. – С. 92-94.

Лопатина Д.А., Занина О.Г. Палеоботанический анализ материала ископаемых нор сусликов и вмещающих их верхнеплейстоценовых отложений низовий р. Колымы // Стратиграфия. Геол. Корреляция. – 2006. – Т. 14. – №5. – С. 94-107.

Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A., Maximovich S.V., Lopatina D.A. Late-Pleistocene (MIS 3-2) palaeoenvironments as recorded by sediments, palaeosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma lowland, northeast Siberia // Quaternary Science Reviews. – 30. – 2011. – p. 2107-2123.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ КОМИ НЦ УРО РАН

Э.И. Лосева, Т.И. Марченко-Вагапова, Д.В. Пономарев
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, Россия.
loseva@geo.komisc.ru, marchehko@geo.komisc.ru, ponomarev@geo.komisc.ru

THE PALAEONTOLOGICAL INVESTIGATIONS OF QUATERNARY DEPOSITS IN THE INSTITUTE OF GEOLOGY OF KOMI SC UB RAS

E.I. Loseva, T.I. Marchenko-Vagapova, D.V. Ponomarev,
Institute of Geology of Komi Sci. Center of UB RAS, Syktyvkar, Russia

В лаборатории геоморфологии и четвертичной геологии (ныне лаборатория геологии кайнозоя) палеонтологические исследования постоянно были основой стратиграфических и палеогеографических построений при изучении антропогеновых отложений. Основными методами изначально явились палинологический, диатомовый и териологический. Кроме того, использовались другие палеонтологические методы (карпология, микрофауна, малакофауна) с привлечением специалистов из других организаций.

Палинологический метод

Первым исследователем в лаборатории, который начал применять спорово-пыльцевой анализ для изучения четвертичных отложений, стала Э.И. Девятова. В 60-х годах 20 века палинологический метод использовала И.Г. Гладкова. Основной темой ее исследований были палеогеографические условия осадконакопления в кайнозое в бассейне верхней Печоры. В конце 60-х основным исполнителем палинологического метода стала Д.А. Дурягина, а в дальнейшем и Л.А. Коноваленко. Ими был проведен большой объем исследований плейстоценовых отложений Европейского северо-востока: впервые охарактеризованы палинологически нижнеплейстоценовые отложения; установлены палинологические критерии стратиграфического расчленения плейстоценового разреза; для межледниковий среднего и позднего плейстоцена выявлены фазы растительности и прослежена их закономерная смена; построены карты растительности для времени климатических оптимумов межледниковий (Дурягина, Коноваленко, 1993). Некоторое время палинологическим методом занималась Н.А. Мариева, изучавшая спорово-пыльцевые комплексы голоцена. В настоящее время в лаборатории ведутся два направления палинологических исследований: Т.И. Марченко-Вагапова занимается изучением отложений плейстоцена (преимущественно верхнего плейстоцена). Ею получена достаточно полная палинологическая характеристика отложений сулинского (микулинского) горизонта на Европейском северо-востоке. В отложениях бызовского (ленинградского, средневалдайского) горизонта выделено семь зон, отражающих последовательные смены спорово-пыльцевых комплексов, вызванных изменениями климатических условий от более холодных к более теплым и опять к холодным (Марченко-Вагапова, 2012). Ю.В. Голубева проводит исследования спорово-пыльцевых комплексов голоцена (Голубева, 2008). Выделены палинозоны позднеледниковья и голоцена, соответствующие среднему дриасу, аллереду позднеледникового времени и пребореальному, бореальному, атлантическому, суббореальному и субатлантическому периодам голоцена. Записи ландшафтно-климатических изменений позволили проследить непрерывный ход палеогеографических событий на протяжении этих периодов.

Диатомовый метод

Начал применяться в конце 50-х годов. Основным исполнителем стала Э.И. Лосева. За это время были изучены плиоценовые комплексы диатомовых водорослей бассейна р. Камы и плейстоценовые комплексы, пресноводные и морские, на территории Европейского северо-востока от р. Вага (Сев. Двина) до Пай-Хоя и от средней Печоры до побережья Баренцева моря, из разных стратиграфических горизонтов. Горизонты валунных суглинков содержали лишь древние переотложенные формы, а диатомеи обнаружены лишь в межледниковых отложениях. Комплексы разного возраста различаются по составу водорослей и наличию реликтов. Выявлены характерные особенности девяти диатомовых комплексов, их таксономическая, экологическая и биогеографическая структура. Опубликовано три Атласа диатомовых водорослей (Лосева, 1982, 1992, 2000) и ряд других обобщающих работ. С 1990 г. диатомовый метод начала осваивать Т.И. Марченко и стала изучать голоценовые комплексы диатомей в бассейнах рек Вычегды и Роговой, а позднее переключилась на спорово-пыльцевой анализ (Марченко, Дурягина, 1996).

В настоящее время проводятся исследования диатомовых комплексов в Приуралье и выявление древних переотложенных диатомей на всей территории Европейского северо-востока.

Териологический метод

У истоков исследований четвертичных млекопитающих и использования их в стратиграфии региона стоял Б.И. Гуслицер, открывший вместе с В.И. Канивцом знаменитые археологические и палеонтологические памятники в Медвежьей пещере и на стоянке Бызовой, а также десятки других местонахождений млекопитаю-

щих, содержащих тысячи костных остатков. Продуктивность раскопок была исключительно высокой, в том числе и благодаря изобретению им специальной установки (Гуслицер, 1979). Б.И. Гуслицер активно использовал микротериологические данные в стратиграфических построениях и пытался формализовать метод, предложив для оценки эволюционного уровня зубов вычислять особый критерий – показатель эволюционного уровня (ПЭУ), демонстрирующий в простом численном виде степень развития зубной системы (Гуслицер, 1981). Этот индекс затем был доработан В.А. Кочевым (1984).

В 70-ые годы вместе с Б.И. Гуслицером работал К.И. Исайчев, изучавший в основном морфологию моляров копытного лемминга (Гуслицер, Исайчев, 1976, 1980, 1983). К сожалению, работа, посвященная изучению морфологии жевательной поверхности коренных зубов сибирского и лесного леммингов, где описание морфотипов и подсчет их долей в современных и ископаемых выборках были выполнены К.И. Исайчевым в 70-ые годы прошлого столетия, была опубликована только недавно (Ponomarev et al., 2015). Позднее В.А. Кочев обобщил имеющийся материал по неоплейстоценовым грызунам Европейского северо-востока (Кочев, 1993).

В последние годы к массовым материалам Б.И. Гуслицера добавились данные, в основном из пещерных местонахождений Урала и Тимана, надежно датированные по ^{14}C в рамках совместного российско-нидерландского проекта COMSEC (2008-2010 гг.) (Ponomarev et al., 2012). Эти материалы изучаются морфометрическими методами, как по оригинальным схемам, так и частично модифицированными подходами предшественников с применением методов многомерной статистики (Пономарев, Пузаченко, 2014).

Часто геологи скептически относятся к ископаемым остаткам в четвертичных отложениях, когда большая часть (если не все) органические остатки считаются переотложенными. Кроме того, из-за краткости четвертичного периода возможности биостратиграфического метода для этого интервала невелики, и часто вклад изучения ископаемых организмов в решении широкого круга вопросов геологии неоплейстоцена ограничивается реконструкциями условий окружающей среды (как части климатостратиграфического подхода). Опыт 60-летних палеонтологических исследований коллектива Института геологии Коми НЦ УрО РАН показывает, что для неоплейстоцена обширного региона, каким является Европейский северо-восток, возможно успешное изучение большого комплекса остатков организмов для установления закономерностей их эволюционного развития, восстановления геологической истории и реконструкции палеогеографических условий района. Геологическая модель развития региона в неоплейстоцене, развиваемая в институте и основанная на взвешенном подходе к анализу палеонтологических данных, является, по нашему мнению, наименее противоречивой, что позволило ей выдержать проверку временем.

Список литературы:

Голубева Ю.В. Климат и растительность голоцена на территории Республики Коми // Литосфера. – 2008. – №2. – С. 124-132.

Гуслицер Б.И. Поиски ископаемых остатков мелких млекопитающих. Сыктывкар, 1979. – 39 с. (Сер. Препринтов сообщений «Новые научные методики» АН СССР, Коми филиал; Вып. 1).

Гуслицер Б. И. Сопоставление разрезов плейстоценовых отложений бассейнов Печоры и Вычегды по ископаемым остаткам грызунов // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. – М., 1981. – С. 28–37.

Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. Возраст роговской свиты Тимано-Уральской области по данным изучения ископаемых остатков копытных леммингов // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода. – М. – № 52. – 1983. – С. 58–73.

Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. Копытные лемминги из плейстоценовых отложений р. Лаи // Фанерозой Севера Европейской части СССР. – Сыктывкар, 1980. – С. 81–95. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 33).

Гуслицер Б.И., Исайчев К.И. Позднеднепровский копытный лемминг из межморенных отложений Средней Печоры // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: (Ежегодник-1975). – Сыктывкар. – 1976. – С. 62–67.

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена Северо-Востока Европейской части России. – СПб.: Наука. 1993. – 124 с.

Кочев В.А. Определение возраста четвертичных отложений по ископаемым остаткам копытных леммингов // Сер. Препринтов «Новые научные методики». – Сыктывкар, Коми филиал АН СССР. – 1984. – № 12. – 16 с.

Кочев В.А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европы и их стратиграфическое значение. – СПб.: 1993. – Наука. – 112 с.

Лосева Э.И. Атлас морских плейстоценовых диатомей Европейского Северо-Востока СССР. СПб: Наука. – 1992. – 220 с.

Лосева Э.И. Атлас позднеплиоценовых диатомей Прикамья.: К IX конгрессу ИНКВА (Москва, 1982). – Л.: Наука. Ленинградское отд-ние, 1982. – 204 с.

Лосева Э.И. Атлас пресноводных диатомей Европейского Северо-Востока. – СПб: Наука. – 2000. – 214 с.

Марченко-Вагапова Т.И. Палинологическая характеристика средневалдайского интерстадиала (поздний плейстоцен) на европейском северо-востоке России // Литосфера. – Екатеринбург, 2012. – № 1. – С. 38-53.

Марченко Т.И., Дурягина Д.А. Условия формирования голоценовых отложений в бассейнах рек Вычегды и Большой Роговой (по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов). – Сыктывкар. 1996. – 43 с.

Пономарев Д.В., Пузаченко А.Ю. Плейстоценовые копытные лемминги северо-востока Европы // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. – Т. II. – Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. – С. 198–201.

Ponomarev, D., Kolfschoten van T., Plicht van der J. Late glacial and Holocene micromammals of northeastern Europe // Russian Journal of Theriology. – 2012. – 11 (2). – P. 121–130.

Ponomarev, D., Puzachenko, A. and Isaychev, K. Morphotypic variability of masticatory surface pattern of molars in the recent and Pleistocene Lemmus and Myopus (Rodentia, Cricetidae) of Europe and Western Siberia // Acta Zoologica (Stockholm). – 2015. – Vol. 96. – Issue 1. – P. 14–29.

ПРИМЕНЕНИЕ СООТНОШЕНИЯ «ЦИСТЫ *CHRYSOPHYCEAE*: ДИАТОМЕИ» В ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ

А.В. Лудикова
Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия, ellerbeckia@yandex.ru

THE USE OF *CHRYSOPHYCEAE* CYSTS TO DIATOMS RATIO IN PALAEORECONSTRUCTIONS

A.V. Ludikova, Institute of Limnology, RAS, St. Petersburg, Russia

Золотистые водоросли (*Chrysophyceae*) преимущественно обитают в различных типах пресных водоемов умеренных и арктических широт, отдельные виды встречаются также в морях и соленых озерах, единичные виды отмечаются в почвах. Отличительной особенностью хризофитов является способность образовывать окремнелые цисты, которые, как правило, и встречаются в донных отложениях водных объектов. В более ранних формирование цист работах рассматривалось как реакция на экологический стресс (Матвиенко, 1954), однако, последующие исследования показали, однако, что цисты, напротив, массово образуются в условиях, наиболее благоприятных для развития хризофитов (Sandgren, 1991). Соотношение «цисты : диатомеи», рассчитанное как отношение числа цист хризофитов к сумме цист и диатомей, выраженное в процентах было впервые использовано для палеолимнологических реконструкций на примере водоемов с кислой реакцией среды и бедных биогенными элементами (Smol, 1985), поскольку в таких условиях золотистые водоросли более успешно конкурируют с диатомовыми за растворенный кремнезем (Zeeb et Smol, 2001). Однако, тот факт, что хризофиты являются «чувствительными» к изменениям целого ряда параметров водной среды, таких как pH (Duff et Smol, 1991), трофность (Smol, 1985), соленость (Pienitz et al., 1992), и др. позволяет значительно расширить сферу применения этой группы микроорганизмов в палеореконструкциях.

В настоящем докладе рассмотрены примеры использования соотношения «цисты : диатомеи», а также рассчитанного абсолютного содержания цист *Chrysophyceae* при изучении 1) изоляции озер от морских бассейнов; 2) изоляции малых озер от крупных пресноводных бассейнов; 3) археологических памятников, перекрытых водными наносами. Полученные результаты позволили выявить следующие закономерности, которые могут быть в дальнейшем использованы в палеореконструкциях:

- при изоляции озер от морских бассейнов увеличение относительного содержания цист хризофитов обусловлено установлением пресноводных условий, благоприятных для развития этой группы водорослей;
- изоляция малых озер от крупных пресноводных бассейнов сопровождается снижением соотношения «цисты : диатомеи», что, по крайней мере отчасти может быть обусловлено повышением трофности в результате увеличением поступления биогенов с водосбора.
- в культурном слое погребенных археологических памятников, сформировавшемся на песчаных отложениях, повышение значений соотношения «цисты : диатомеи», вероятно, связано с большей устойчивостью цист хризофитов к механическому воздействию.

Необходимо также отметить, что использование данных об абсолютном содержании (концентрациях) цист хризофитов и створок диатомей позволяет более корректно интерпретировать изменения значения соотношения «цисты : диатомеи». В свою очередь сами численные значения данного соотношения, вероятно, менее показательны, чем общий тренд их изменения.

Работа частично выполнена в рамках проекта РФФИ № 13-05-01039.

Список литературы:

Матвиенко А.М. Золотистые водоросли. Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 3. – М.: «Сов. Наука», 1954. – 95 с.

Sandgren C.D. Chrysophyte reproduction and resting cysts: A paleolimnologist's primer // Journal of Paleolimnology. – 1991. – Vol. 5. – P. 1-9.

Smol J.P. The ratio of diatom frustules to chrysophycean statospores: a useful paleolimnological index // Hydrobiologia. – 1985. – Vol. 123. – P. 199-208.

Zeeb B.A., Smol J.P. Chrysophyte scales and cysts // Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (eds). Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 3. Terrestrial, algal and siliceous indicators. – Dordrecht – Boston – London: Kluwer Academic Publishers., 2001. – P. 203-223.

Duff K.E., Smol J.P. Morphological descriptions and stratigraphic distributions of the chrysophycean stomatocysts from a recently acidified lake (Adirondack Park, N.Y.) // Journal of Paleolimnology. – 1991. – Vol. 5. – P. 73-113.

Pienitz R., Walker I.R., Zeeb B.A., et al. Biomonitoring past salinity changes in an athalassic sub-Arctic lake // International Journal for Salt Lake Research. – 1992. – Vol. 1. – P. 91-123.

СЛЕДЫ СЕЙСМИЧЕСКИ ИНДУЦИРОВАННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ КВАРТЕРА

О.В. Лунина[1, 2], А.С. Гладков[1]
*[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, lounina@*crust.irk.ru
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Россия

FEATURES OF SEISMICALLY-INDUCED PROCESSES IN QUATERNARY SEDIMENTS

O.V. Lunina, A.S. Gladkov, Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia, *Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Russia*

Одной из ключевых проблем четвертичной геологии является выявление следов сейсмически индуцированных процессов в отложениях квартера. К ним относятся различные типы сейсмитов, образующиеся в результате разжижения и флюидизации грунтов, разрывы с видимыми смещениями и без них, заполненные обломочным материалом воронки-провалы. Обнаружение этих структур в геологических разрезах и доказательства их сейсмогенного генезиса имеют важное значения для оценки сейсмической опасности территорий. В частности, по наличию структур и их параметрам можно оценить минимальную магнитуду потенциального землетрясения, локальную макросейсмическую интенсивность в пункте, а при достаточном количестве данных по площади оконтурить эпицентральную зону палео- или исторического землетрясения и даже реконструировать его эпицентр.

В климатических условиях юга Сибири при изучении рыхлых и слабосцементированных отложений можно столкнуться с проблемой генезиса выявленных в них деформаций. Особенно это касается сейсмитов, к которым относятся различные по форме пластические и хрупко-пластические структуры (Гладков, Лунина, 2010; Лунина и др., 2012). Среди них наиболее достоверным индикатором прошлых землетрясений являются кластические дайки, разделяемые по особенностям формирования на инъекционные и нептунические. Размеры и масштабы их распространения определенно указывают на близость первичного сейсмогенного разрыва, а формирование происходит в тесной взаимосвязи с разрывными нарушениями различных иерархических уровней. Тем не менее, кластические дайки сейсмогенного генезиса при недостаточном опыте исследователя могут быть спутаны с мерзлотными клиновидными деформациями, или наоборот сейсмогенные деформации приняты за криогенные.

Воронки и провалы также могут иметь двойственное происхождение: в результате развития экзогенных процессов и сейсмического воздействия. Известны случаи, когда просадки развиваются над зонами разрывных дислокаций, которые на поверхности задернованных и залесенных территорий проявлены едва заметными линейными понижениями. В этом случае комплекс геоморфологических, геолого-структурных и георадиолокационных исследований очень эффективен для установления связи процессов проседания с разрывными нарушениями.

Казалось бы, со следами разрывообразования должно быть все определенно, но в рыхлых осадках их тектонический генезис часто оспаривается. Это касается разрывов без смещений или непротяженных нарушений, которые, однако, могут образовывать системы и прослеживаться на глубину в виде серии трещин. Кроме того, даже сейсмогравитационные разрывы отвечают направлению первичных очаговых структур (Лунина, Гладков, 2008).

Принимая во внимание актуальность и практическую значимость обсуждаемых вопросов, мы в течение ряда лет проводили исследования по изучению деформаций в четвертичных отложениях на территориях эпицентральных зон сильных землетрясений юга Сибири (Култукского 27.08.2008 г., Ms=6,2; Чуйского 27.09.2003 г., Ms=7,5; Мондинского 04.04.1950 г., Ms=7.0; Цаганского 12.01.1862 г., M~7,4–7,5; Среднебайкальского 27.08.1959 г., Ms=6,8). При этом использовались, главным образом, полевые геолого-структурные и георадиолокационные методы исследования в комплексе с геоморфологическими наблюдениями. В результате были выявлены и описаны различные типы следов сейсмически индуцированных процессов в отложениях квартера, установлены некоторые параметры сейсмогенных разрывных зон, сделаны попытки реконструкции эпицентра Цаганского землетрясения (Лунина и др., 2012; Lunina et al., 2015; Лунина, Гладков, 2015). В докладе будут продемонстрированы различные типы изученных деформаций, свидетельствующие о проявлении опасных геологических процессов во время землетрясений, а также возможности их использования при изучении палеособытий. Одновременно будет показано, как сейсмогенные структуры предопределяют места проявления экзогенных процессов, которые либо стирают с поверхности тектонические нарушения либо, напротив, подчёркивают их выраженность в рельефе.

Работа выполнена при поддержке Российским научным фондом, проект № 14-17-00007.

Список литературы:

Гладков А.С., Лунина О.В. Сейсмиты юга Восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика. – 2010. – Т. 1. – № 3. – С. 249–272.

Лунина О.В., Гладков А.С. Сейсмогравитационные разрывы на земной поверхности от землетрясения 27.08.2008 г. на южном Байкале // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания.– Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2008. – Вып. 6. – Т. 2. – С. 21–23.

Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – № 6. – С. 775–796.

Лунина О.В., Гладков А.С. Проявления сейсмически индуцированных геологических процессов в зонах разломов Прибайкалья (по геолого-структурным и георадиолокационным данным) // Известия ИГУ. Серия «Науки о Земле». – 2015. – Т. 12. – С. 64–76.

Lunina O.V., Andreev A.V., Gladkov A.S. The 1950 *M*w = 6,9 Mondy earthquake in southern East Siberia and associated deformations: facts and uncertainties // Journal of Seismology. –2015. – V. 19 (1). – P. 171–189.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА

В.М. Лыткин, А.А. Галанин
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия, Gidro1967@mail.ru

ABOUT THE AGE OF THE LAST PLEISTOCENE GLACIATION OF SUNTAR-KHAYATA RIDGE

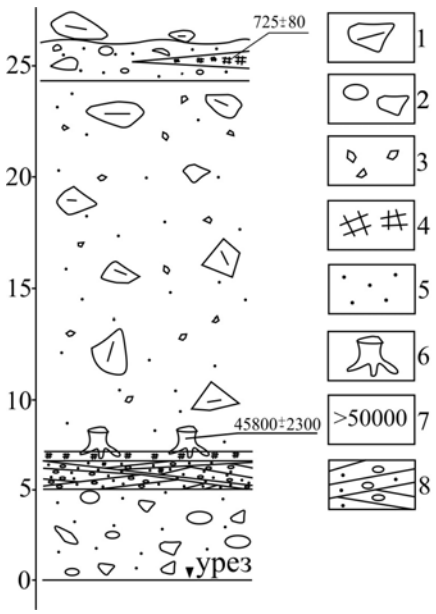
V.M. Lutkin, A.A. Galanin, Melnikov permafrost institute SB RAS, Yakutsk, Russia

Многие исследователи для Верхоянского горного хребта реконструируют мощное горное оледенение долинного и сетчатого типов (Архипов, 1990; Зигерт и др, 2007), а М.Г. Гросвальд (2009) считал, что эта территория была частью пан-Арктического ледникового щита. Однако вопросхронологии последнего оледенения до сих пор остается спорным. Согласно Региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений средней Сибири (2010) в пределах Верхояньяпоследняя экспансия ледников имела место во время сартанского криохрона (МИС 2) с возрастными границами 11-24 тыс. л.н. К. Зигерт на основе более 50 датировок приходит к выводу, что наиболее свежие морены последнего оледенения в бассейне реки Тумара (Западное Верхоянье) древнее 50 тыс. лет. При этом указывают, что ни одна из изученных конечных морен не была сформирована собственно в сартанское время.

Наиболее хорошо сохранившиеся ледниковые комплексы долинных и сетчатых ледников в предгорьях хребта Сунтар-Хаята имеют аналогичные геоморфологические признаки, свойственные другим районам позднеплейстоценового оледенения Верхоянской горной области. Б.А. Корнилов отмечал существование трех комплексов древнеледниковых образований. А.В. Граве на северном склоне хребта установил края последнего оледенения на высоте 1200-1300 метров, при этом не обнаружил трех древнеледниковых комплексов выделенных ранее Б.А. Корниловым (Граве и др., 1964). Максимов Е.В.(1973) для последнего ледникового максимума, который, по мнению исследователя, произошел во время сартанскогокриохрона, реконструирует развитие здесь крупного (Сунтарского) ледника протяжённостью более 100 км.

Радиоуглеродная датировка «пневого горизонта», установленного в ледниковых отложениях долине р. Бургали (хр. Сунтар-Хаята)

Лабораторный номер	Регион отбора	Широта	Долгота	Абс. Высота	Глубина отбора, м	Материал пробы	Вмещающие отложения	Радиоуглеродный возраст, BP	Календарный возраст, cal BP
MPI-46	Сунтар-Хаята, долина р. Бургали	62°45' 08,33"	140°5 9'43,6 5"	1580	20	древесина лиственницы	валунно-шебнисто-галечная морена	45800±2300	> 45900



Разрез Бургали-1. 1 – слабоокатанные ледниковые глыбы; 2 – гравий и галька; 3 – щебень и дресва; 4 – торф; 5 разнозернистый песок и алеврит заполняющий пустоты между обломками; 6 – «пнёвый горизонт»; 7– место отбора образца на радиоуглеродное датирование и полученный радиоуглеродный возраст (BP); 8 –косослоистая супесь с галькой

Определение абсолютного возраста отложений ледников горного типа всегда представляло сложную задачу. Имеющиеся датировки ледниковых событий единичны и представляют большую ценность для палеогляциологических реконструкций. Поэтому мы считаем ценными и необходимыми для обсуждения новую абсолютную датировку и разрез ледниковых отложений, изученных в 2014 г. в пределах моренного пояса крупного палеоледника долины р. Бургали (северный склон хребта Сунтар-Хаята). В ходе исследований нами был установлен разрез ледниковых отложений с горизонтом погребенных пней лиственницы, радиоуглеродный анализ которых позволил впервые предположить время начала здесь последнего неоплейстоценового оледенения.

Исследованный разрез (см. рис.) расположен на левом берегу р. Бургали на абсолютной отметке 1580 м, что превышает положение верхней границы леса в настоящее время на 150-170 м. Разрез характеризуется следующим строением (в метрах от уреза реки). В интервале от 0 до 5 м залегает пачка хорошо промытых гравийно-галечных отложений с песчаным заполнителем. Она перекрывается слоем супеси мощностью около 1 м с линзами суглинков и примесью растительного детрита. В данном слое присутствует множество пней с раздробленными и сломленными в одном направлении верхушками. Направление слома совпадает с направлением движения палеоледника (вниз по долине). Примечательно, что корневая система всех пней четко привязана к одному и тому же горизонту и находится в естественном залегании. Все пни имеют близкую высоту 0,8-1 м, что создает впечатление о воздействии на них механическим способом еще при жизни деревьев. На это также указывает факт полного отсутствия стволов, при большом количестве пней. Выше по разрезу горизонт пней резко перекрыт грубообломочными валунно-щебнистыми плохо сортированными отложениями донной морены мощностью около 20 м. Поверхность морены на 1-1,5 м слабо переработана водно-ледниковыми отложениями, включающими маломощные линзы травянистого торфа.

Из «пневого горизонта» были отобраны образцы на радиоуглеродный анализ. По результатам исследования годичных колец установлено, что данный образец относится к лиственнице. Радиоуглеродное датирование образца выполнено в лаборатории радиоуглеродного анализа ИМЗ СО РАН. Полученная датировка 45800±2300 ВР (см. табл.) указывает, что последнее неоплейстоценовое оледенение активно развивалось во второй половине каргинского термохрона. Причем климатические условия этого оледенения принципиально отличались от современных условий ледниковых районов хребта Сунтар-Хаята. Вероятно, что мягкие климатические условия второй половины каргинского термохрона сделали возможным "столкновение" наступающих краев ледников и верхней границы леса, которая была значительно выше современной. Это косвенно указывает, что перигляциальный безлесный пояс перед ледниками тогда отсутствовал. В настоящее время между краями современных ледников и верхней границей леса существует интервал около 500 м по вертикали и около 30 км по горизонтали. Поэтому контакт между краями ледников и лесным поясом в современных климатических условиях принципиально не возможны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00435-а).

Список литературы:

Архипов С.А. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. – 95 с.

Зигерт К., Штраух Г., Лемкуль Ф., Сергеенко А.И., Дикманн Б., Попп С., Белолюбский И.Н. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейтоцене: результаты новых исследований // Региональная геология и метоллогения. – 2007. – №30 – 31. – С. 222-228.

Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. – 2009 – №106. – С. 11-149.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка./ ред. Волкова В.С., Борисов Б.А., Камалетдинов В.А.- Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 90 с.

Граве Н.А., Гаврилова М.К., Гравис Г.Ф. и др. Промерзание земной поверхности и оледенения хребта Сунтар-Хаята (восточная Якутия). Результаты исследований по программе ММГ Гляциология№14. – М.: Издательство АН СССР, 1964. – 140 с.

Некрасов И.А., Максимов Е.В., Климовский И.В. Последнее оледенение и криолитозона Верхоянья. – Якутск: Якутское книжное издательство, 1973. – 150 с.

КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ ОСТРОВОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВА ПОПОВА)

М.С. Лящевская,К.С. Ганзей

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия, lyshevskay@mail.ru

PALEOLANDSCAPE MAPPING OF ISLANDS IN THE GREAT PETER BAY (THE CASE OF POPOVA ISLAND)

M.S. Lyashchevskaya, K.S. Ganzei, Pacific Geographical Institute FEB RAS, Russia

С помощью обобщенияпалинологического материалаи использования ГИС-технологий сделана попытка реконструкции палеоландшафтов и их картографирования для о. Попова. Полевые исследования проводились в 2013 г. В разных типах ландшафтов были сделаны геоботанические описания, морфологические описания почв. Из почвенныхразрезов взяты образцы на радиоуглеродный и спорово-пыльцевой анализы. Картографирование современных ландшафтовв масштабе 1:25000 было выполнено на основе структурно-генетической классификации ландшафтов (Николаев, 1979) с применением программного пакета ArcGis 10.1. Картографирование палеорастительности было выполнено для трех временных срезов голоцена: атлантический (~6000л.н.), суббореальный (~3500 л.н.), субатлантический (~2000л.н.).Все эти временные срезы приемлемы для о. Попова, т.к. они сравнительно равномерно обеспечены фактическим материалом, достоверно выделены, подтверждены радиоуглеродными датировками и имеют четко выраженную разность в растительности.Построение картографиче-

ских схем на разные временные срезы также выполнено с помощью программного пакета ArcGis 10.1 на основе построения цифровых моделей рельефа. Колебания уровня Японского моря приняты согласно шкале А.М. Короткого с соавторами (1997).

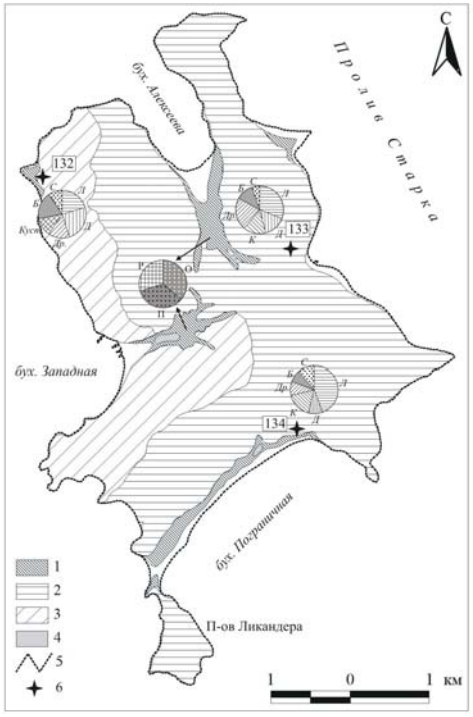
Остров Попова является вторым по площади островом (1297,51 га) архипелага Императрицы Евгении, входит в состав Фрунзенского района гор. Владивостока, расположен в 10,5 км от континентальной части города.

По геологическому строению острова залива входят в Муравьево-Дунайскую структурно-формационную зону с развитием нижне- и верхнепермского вулканического складчатого комплекса. Рельеф о. Попова преимущественно низкогорный,абсолютные высоты до 160 м. Речная сеть развита слабо: существует только 2 постоянных водотока. Климат муссонный, со средним количеством осадков около 800 мм/год, 85% которых приходится на летний период. Среднегодовая температура воздуха около +6°С. Самым холодным месяцем является январь (-16 – -17°С), теплым – август (+20-21°С) (Научно-прикладной справочник, 1988).

Современный растительный покров острова Попова характеризуется довольно большим разнообразием фитоценозов и определяется влиянием комплекса природных и антропогенных факторов. Представлены формации полидоминантных широколиственных, ольхово-черемухово-ивовых, дубовых лесов; приморских, петрофитных, влажных лугов; заболоченных осоково-тростниково-разнотравных, кустарниково-полукустарниково-разнотравных и прибрежно-водных сообществ.

Почвенный покров гористой части острова Попова представлен различными типами буроземов и их подтипами (Классификация…, 2004): буроземами типичными под полидоминантными широколиственными лесами; буроземами оподзоленными под широколиственными лесами с участием хвойных пород; буроземами темными под разреженными травянистыми лесами; буроземами глееватыми задернованными под ольхово-черёмухово-ивовыми лесами. Под кустарниковой и луговой растительностью в большей степени развиты буроземы темные и луговые почвы. В пределах низменно-равнинных участков распространены комплексы лугово-болотных и болотных почв, в супралиторали – маршевые, примитивные и слаборазвитые почвы.

Около 6000 л.н. в атлантический термический максимум голоцена на склонах острова произрастал липовый лес с дубом монгольским, калопанаксом семилопастным, грабом сердцелистным, лещиной, березой, аралией и кустарниковым ярусом из калины, барбариса, малины, бересклета (рис.). На восточном побережье также произрастал липовый лес с калопанаксом, дубом, березой. Уровень моря был выше современного на 2-3 м (Короткий и др., 1997), что увеличило уровень грунтовых вод на побережье и привело к образованию здесь озера, о чем свидетельствуют находки диатомовых водорослей, характерных для пресноводных водоемов. Бухты Алексеева и Западная вдавались вглубь острова более чем на 500 м, а побережье имело наиболее изрезанный контур. Морские террасы были покрыты луговой влаголюбивой растительностью. Полуостров Ликандера представлял собой остров, скорее всего, соединявшийся во время сильных отливов перешейком с островом Попова. На западном более защищенном побережье произрастал дубово-широколиственный лесс липой, березой, калиной, лещиной, орехом маньчжурским. Климат этого периода (5230±250, ЛУ-7462)был теплее современного (сумма пыльцы широколиственных породв спорово-пыльцевых спектрах в несколько раз больше, чем в субфоссильных спектрах). Осадков выпадало больше, и увлажнение было выше, о чем свидетельствует присутствие в спорово-пыльцевых спектрах спикул губок, диатомовых водорослей, характерных для переувлажненных и заболоченных мест, а также спор зеленых и сфагновых мхов, яиц тихоходок.



Картосхема растительности о. Попова атлантического периода (~6000 л.н.). Условные обозначения: 1 – влажные разнотравные луга на луговых глеевых почвах; 2 – липово-широколиственные леса на бурозёмо-типичных маломощных сильно скелетных почвах; 3 – дубово-широколиственные леса на бурозёмо-типичных маломощных сильно скелетных почвах; 4 – озера; 5 – современная линия берега; 6 – точки разрезов. Диаграммы: Л – липа; Д – дуб; К – калопанокс; Др. – прочие широколиственные; Б – береза; С – сосна; Куст – кустарники (калина, лещина); О – осоковые; П – полынь; Р – разнотравье.

В суббореальный период голоцена (3580±310, ЛУ-7461) происходит некоторое похолодание климата, которое привело к небольшому понижению уровня дальневосточных морей (Короткий и др., 1997). Вершины водоразделов покрывали полидоминантные леса из термофильных широколиственных пород с папоротниково-травяно-кустарниковым покровом. На западном и восточном побережье произрастал полидоминантный лес из дуба, липы, граба, ольхи, калины и др. Прибрежные участки были покрыты влаголюбивой растительностью. Увлажнение было выше, о чем свидетельствуют споры зеленых мхов в спорово-пыльцевых спектрах.

Приближение климатических условий к современным параметрам произошло в конце суббореала (2600-3100 л.н.) и сменилось существенным похолоданием в начале субатлантического периода (около 2600 л.н.) (Микишин и др., 2013) и понижением уровня моря (Короткий и др., 1997), что привело к распространению на склонах березово-липово-широколиственного леса, на вершинных поверхностях и побережье – березово-

дубово-широколиственных с папоротниково-травяно-кустарниковым покровом. В спорово-пыльцевых спектрах уменьшается сумма пыльцы широколиственных пород, сокращается разнообразие породного состава, исчезают некоторые термофилы, появляется береза кустарниковая. Климат был холоднее и влажнее современного, о чем можно судить по присутствию в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы березы кустарниковой и спор зеленых мхов. Об усилении циклонической деятельности свидетельствует большой процент заносной пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах.

В XX столетии наблюдается стабильное потепление, во время которого и сформировалась современная растительность о. Попова. Активная антропогенная деятельность также оказала сильное влияние на формирование современного растительного покрова, места вырубок и пожаров заняли гмелинополынники, где наблюдается поросль древесной растительности, свидетельствующая о благонадежном восстановлении леса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-01419).

Список литературы:

Классификация и диагностика почв России / авт. и сост. Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. – Смоленск: Ойкумена, 2004. – 342 с.

Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене – голоцене // Вестник ДВО РАН. – 1997. – №3. – С. 121-143.

Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене Южного Приморья // VIII Всерос. совещание по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: сб. статей (Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.). – Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. – С. 443-445.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Многолетние данные. Приморский край. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. Сер. 3. Вып. 26. – 416 с.

Николаев В.А. Проблемы регионального ландшафтоведения. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 160 с.

ТЕХНОГЕНЕЗ И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

С.Х. Магидов

Институт геологии Дагестанского НЦ РАН, Махачкала, Россия, salavmag@yandex.ru

TECHNOGENESIS AND MODERN GEODYNAMIC PROCESSES

S.H. Magidov, Geological Institute of Dagestan SC RAS, Makhachkala, Russia

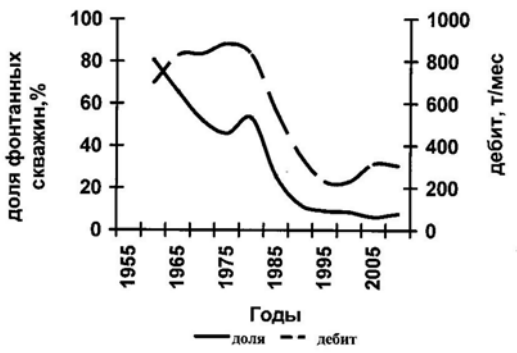
Вопросам тектоники и геодинамики посвящено значительное число работ. Одни посвящены целиком геотектонике (Белоусов, 1975), другие новейшей тектонике и геодинамике (Новейшая тектоника…, 2014), а в-третьих, наряду с другими, рассматриваются и тектонические аспекты (Киссин, 2009). Существенно меньше работ, посвященных влиянию техногенеза на протекание геодинамических процессов (Киссин, 2009; Магидов, 2009).

Согласно современным представлениям геодинамические и неотектонические процессы имеют большую длительность, достигающую миллионов лет. Наблюдать природные процессы подобной длительности непосредственно фактически невозможно. Получить определённое представление об их масштабах и длительности может дать использование методов аналогового моделирования. Задача осложняется наличием мощного техногенного воздействия на геосистемы, достигших особой интенсивности в XX и XXI веках, которые могут существенно искажать результаты исследований геодинамических процессов, которые могли бы протекать в не нарушенных антропогенной деятельностью системах. К тому же наиболее точные прецезионные измерения по современной геодинамике проведены именно в последнее время (в конце XX и начале XXI веков). Этот период может быть охарактеризован как время наибольших техногенных нагрузок на геологическую среду. Поэтому отграничить величину техногенной составляющей на современные геодинамические процессы посредством прямых измерений чрезвычайно трудно, а представляемые данные носят в значительной степени умозрительный характер, в связи с отсутствием эталонных данных о функционировании природных геосистем в доантропогенный период в плане тектоники и геодинамики.

Необходимо учитывать и то обстоятельство, что недостаточная точность современных геодезических измерений не позволяет в большинстве случаев давать достоверные данные о реальных движениях в земной коре. Так, в отдельных районах в случае использования тригонометрического нивелирования средняя квадратичная ошибка взаимного положения смежных пунктов по высоте может достигать 20 см (http://www.spbtgik.ru/book/2223.htm). Согласно инструкции по нивелированию ГКИНП (ГНТА) 03-010-02 , изданной в начале века при среднем расстоянии между смежными пунктами в 25 км. Суммарная среднеквадратичная ошибка составит 22 мм. Причём случайная ошибка имеет значение на порядок больше чем систематическая. Интенсивность геодинамических движений в большинстве случаев ниже, чем рассчитанная согласно Инструкции по нивелированию (2003).Даже использование спутниковой геодезической сети 1 класса (СГС-1) дают среднеквадратичные ошибки для смежных пунктов по каждой из координат – свыше 3мм., а по высоте – свыше 5 мм.

Доминирующая в течение последних полувека «новая глобальная тектоника плит» У.Дж. Моргана не является единственно возможной. Существует целый ряд мобилистских концепций, начиная от «Дрейфа конти-

нентов» А.Вегенера до «Неомобилизма» П.Г. Кропоткина.Тектонические движения могут быть также обоснованы с помощью гипотез об изменяющемся объёме Земли, радиологических гипотезах и многих других. Более подробная информация об этих концепциях имеется в работе (Магидов, 2014). Особое место среди этих концепций занимают : Учение о геосинклиналях М.Бертрана и «Учение о платформах» Н.Головкинского. В первой половине прошлого века они были доминирующими и удовлетворительно объясняли тектонические движения, особенно вертикальные. Современные геодезические измерения не позволяют однозначно трактовать данные в пользу доминирующей в настоящее время «Глобальной тектоники плит». А выбор реальной, а не виртуальной модели тектогенеза, имеет важное значение для правильной трактовки современных тектонических движений, а также для разработки более или менее надёжных прогнозов развития геосистемы во времени. Несоответствие получаемых данных умозрительным концепциям, возможно, объясняется тем обстоятельством, что скорость изменений в геосферах вследствие техногенеза могла ускориться на порядок и более по сравнению с естественным ходом событий. Например, только за последние полвека доля фонтанных скважин в нефтегазовой отрасли сократилась почти на порядок, что свидетельствует о глубоких изменениях в геологической среде за относительно короткое время. Для иллюстрации данного положения приведены данные по динамике истощения упругой энергии недр, и истощения запасов нефти, представленные на рисунке.



Дебит нефтяных скважин в РФ и упругоёмкий потенциал пластов

Аналогичные изменения происходят и во многих других странах мира, по сути дела подобные трансформации приобретают глобальный характер. В ходе техногенеза в недрах изменяются геохимические, геофизические и геомеханические свойства, которые в определённой степени зависят друг от друга. Изменение пластовых давлений и температур, наряду с интенсивной дефлюидизацией недр оказывает существенное воздействие на геомеханические показатели: упруго- пластичная система превращается в прочную, хрупкую геологическую среду, препятствующую протеканию естественных геодинамических процессов, что приводит к росту напряжений и дальнейшей их разрядке в виде сильных тектонических землетрясений.

Список литературы:

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975. – 264 с.

Новейшая тектоника и геодинамика: обл. сочленения Вост.-Европ. платформы и Скифской плиты / В.И.Макаров др. М., Наука, 2014. 206 С.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты. М., Наука, 2009. – 328 с.

Магидов С.Х. Широкомасштабный геохимический и флюидодинамический «эксперимент» и его возможные последствия в ближайшей перспективе//Вестник Отделения наук о Земле РАН. №1(27)´2009.

Магидов С.Х. Флюидный режим нефтегазовых месторождений, как индикатор геодинамической активности http://www.spbtgik.ru/book/2223.htm (1.01.2004)

Инструкция по нивелированию I, II, III и IV классов ГКИНП (ГНТА)-03-010-02 . М., ЦНИИГАиК, 2003

Магидов С.Х. Анализ некоторых теоретических аспектов литогенеза и проблема верификации доминирующих концепций // Материалы 10 Уральского литологического совещания « Виртуальные и реальные литологические модели», Екатеринбург, 2014. – С. 108- 110.

Магидов С.Х. Техногенные изменения упругоёмкого потенциала подземных вод в некоторых регионах РФ // Материалы международной научно-практической конференции: «Комплексные проблемы техносферной безопасности». Воронеж, 2014, ч. II. – С. 109-117.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИННО-БАЛОЧНОЙ СИСТЕМЫ «МАМОНТОВ – БАРАНИЙ» (БРАТСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ): ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

О.А. Мазаева[1], А.А. Рыбченко[1], В.А. Пеллинен[1], А.А. Светлаков[1], Ю.С. Тарасова[1], Е.А. Козырева[1], В.С. Панов[2], Е.В. Кузнецова[2]

[1]Институт земной коры СО РАН, [2]Институт Археологии и Этнографии СО РАН

RECONSTRUCTION OF VALLEY-GULLY SYSTEM "MAMMOTH – BARANI" (BRATSK RESERVOIR) DEVELOPMENT: FIRST RESULTS

O.A. Mazaeva, A.A. Rybchenko, V.A. Pellinen, A.A. Svetlakov, Y.S. Tarasova, E.A. Kozyreva, Institute of Earth's Crust of Siberian Branch of RAS; V.S. Panov, E.V. Kuznetsova, Institute of Archaeology and Ethnography of Siberian Branch of RAS

Долинно-балочные системы – это формы сложного длительного многоэтапного развития, в морфологии которых хорошо проявляется цикличность процесса. В современных эрозионных формах цикличность выраже-

на в поперечном профиле долин в виде ступеней, плечей – сохранившихся фрагментов днищ первичной формы, а также наличия погребенных почвенных горизонтов. Разрезы делювиально-пролювиальных отложений отражают влияние природных (климатических, сейсмических, тектонических) и антропогенных факторов и являются информативным объектом для различных реконструкций.

В пределах исследуемой территории долинно-балочные системы находятся в прибрежной зоне, но наибольшее распространение получили на выпуклых склонах правобережных массивов залива Унга. Протяженность их составляет от 1,5 до 7-9 км. В плане образуют перистую, квадратно-сетчатую древовидную форму. Долинно-балочные системы имеют четко выраженную связь с густой сетью тектонических нарушений, унаследованной от предыдущих эпох и обновленной в процессе неотектонических движений (Литвин, 1989).

В настоящее время в делювиально-пролювиальных отложениях днищ древних долинно-балочных систем активно развиваются вторичные донные овраги. Типичным примером этих форм является долинно-балочная система оврагов Мамонтов – Бараний, расположенная на правобережье залива Унга. По морфологии это пологий, выпуклый эрозионно-денудационный склон северо-восточной экспозиции. Коренные отложения склона представлены породами красноцветной терригенно-карбонатной формации нижней подсвиты верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия – красноцветными мергелями, аргиллитами и известковистыми песчаниками с линзами и прослоями гипсов. Делювиально-пролювиальные отложения представлены переслаивающимися лессовидными супесями и суглинками.

Долинно-балочная система «Мамонтов» Абсолютная отметка водораздельной поверхности 450-504 м. Поперечный профиль долины асимметричный. Правый борт долины более крутой, чем левый. По левому борту развивается четыре первичных боковых оврагов- отвершков. Поперечный профиль донного оврага U-образный. В продольном профиле долины наблюдаются врезы донных оврагов. Правый борт более пологий чем левый, в основном задернован, в нижней части с локальными обрушениями. К правому коренному склону долины примыкает фрагмент террасовидного уступа того же уровня, что и за бровкой левого борта.

Протяженность оврага «Бараний» составляет 2,6-3 км. Вершина оврага выходит на грунтовую дорогу и подходит к пашне, имеет две задернованные ветви, которые постепенно выполаживаются. Поперечный профиль долины асимметричный. Левый борт пологий слабовыпукловогнутый, правый – крутой изрезан многочисленными промоинами и рытвинами. По левому борту наблюдается три сглаженных террассовидных уступа. В продольном профиле по руслу основного оврага наблюдается 5 эрозионных вреза. Бровки эрозионных врезов ярко выражены. Вторичный донный овраг носит прерывистый характер разветвляется в днище на рукава вилкообразного вида. В тальвеговой части активно проявляется разрушение бортов разветвлений суффозионными процессами. Вершины эрозионных борозд на левом крутом склоне долины имеют коррозионно-эрозионный генезис.

Первые исследования долинно-балочной системы были начаты в 1997 году. Далее были продолжены исследования среды и динамики линейного роста донных оврагов. Уникальность объекта, связанная с длительной историей формирования оврага и находками остатков мамонта, определила круг дальнейших исследований.

Для реконструкции развития долинно-балочной системы использовались результаты радиоуглеродного анализа и комплексной оценки состава, микроструктуры и свойств отложений. Для определения возраста погребенных почвенных горизонтов и остатков фауны выполнено радиоуглеродное датирование на комплексе ускорительного масс-спектрометра в Институте ядерной физики (В.В. Пархомчук), химическая пробоподготовка в Институте археологии и этнографии (В.С.Панов). Для расчета возраста использован период полураспада 14С равный 5568 лет. Лабораторный анализ состава, структуры и свойств грунтов выполнен в Институте земной коры (М.В. Данилова).

Для комплексной оценки состава, микроструктуры и свойств отложений было выполнено детальное опробование разрезов расчисток бортов и шурфов в днище вторичных донных оврагов. Исследуя характер накопления осадков (гранулометрический состав, содержание агрегатов, органического углерода, карбонатов, водорастворимых солей и др .), мы можем выделить интервалы, где он различен или резко меняется. Изменение по разрезу содержания различных фракций характеризует изменение условий осадконакопления, а присутствие погребенных почвенных горизонтов о его перерывах.

Методика исследований включает несколько этапов. На первом производится комплексное изучение состава, структуры и свойств грунтов лабораторными методами. Определения гранулометрического состава грунтов проводятся с микроагрегатной, стандартной (полудисперсной) и дисперсной подготовкой образцов. Далее для всех фракций рассчитываются коэффициенты микроагрегатности по методике, предложенной А.К. Ларионовым (1971) и расширенной Т.Г. Рященко и др. (2000), которые представляют собой разность содержаний фракций, определенных при дисперсной подготовке образца (происходит максимальное разрушение агрегатов) и микроагрегатной (разрушаются только водонеустойчивые агрегаты). А также расчеты количества агрегатов, коэффициента свободы тонкоглинистой фракции. Для оценки микроструктуры по результатам гранулометрического анализа используются классификационные таблицы (Макаров, Рященко, Акулова, 2000).

Предварительно были получены следующие результаты.

Разрез 1. Начинается с расчистки по правому борту оврага Мамонтов и заканчивается шурфом в днище, вскрывающем современные делювиально-пролювиальные отложения. Современный донный овраг в месте расчистки врезан на 3,05 м. В разрезе найдены многочисленные кости и зубы лошади, шерстистого носорога и мамонта. По глубине их обнаружения в разрезе можно выделить 3 костеносных горизонта. В шурфе на глубине 4,35 м были обнаружены кусочки угля. Получено 8 радиоуглеродных дат костей. Самой «молодой» оказалась кость левой задней ноги мамонта *19876± 280 лет* (NskA-00866). По остаткам костей шерстистого носорога по-

лучены даты от *32745± 570 лет (NskA-00871) до 52081± 1019 лет (NskA-00868)*. Судя по хаотичному распределению дат в разрезе, остатки были перенесены в разное время с разных мест и могли неоднократно переотлагаться.

В разрезе визуально и по изменению гранулометрического состава предварительно выделено 5 циклов накопления снизу вверх:

1 – в интервале глубин 4,68-4,53 м представлен красно-коричневым средним пылеватым суглинком

2 – в интервале глубин 4,53-4,22 м представлен тонким переслаиванием буро-коричневых и гумусированных слоев легкого пылеватого суглинка. В верхней части осадконакопление было нарушено, присутствуют крупные (до 30 см) гумусированные фрагменты, датированные *5754± 362 лет (NskA-00854)*.

Граница между второй и третий циклы разделены тонким слоем

3 – в интервале глубин 4,22-2,33 м представлен черно-коричневыми, черно-бурыми, буро-черными пылеватыми тяжелыми, легкими и средними суглинками. Может быть разделен на две части. В нижнем интервале 4,22- 3,1 м по текстурным признакам выявляются следы криотурбаций, обвалов или других гравитационных событий. Эта часть разреза на глубине 3,99 датируется *4744± 183 лет (NskA-00853)*. Здесь зафиксирована высокая гумусированность (до 4,92-6,75 мг-экв). Вторая часть цикла (3,1-2,33 м) начинается с тонкого переслаивания красно-коричневых и гумусированных прослоев, нарушенных деформациями. Далее происходило накопление красно-бурого коричневого легкого пылеватого суглинка и буро-черного гумусированного (3,1-4,42 мг-экв) пылеватого среднего суглинка.

Второй и третий этапы характеризуются увеличением накопления глинистой фракции и снижения песчаной. На рубеже 3 и 4 циклов произошло резкое изменение гранулометрического состава – уменьшение глинистости и увеличение содержания песчаной фракции.

4 – в интервале глубин 2,33-0,86 м выделяется 5 мини эрозионно-аккумулятивных цикла, каждый из которого внизу состоит из пылеватых супесей или суглинков красно-коричневой окраски, а вверху миницикла заканчивается пылеватыми супесями или суглинками пестрой окраски с красно-коричневыми и гумусированными оолитовыми агрегатами до 3-4 мм. На глубине 1,1 м подобный слой является костеносным.

5 – в интервале глубин 0-0,86 м, сложен супесью пылеватой легкой до глубины 0,4 м и супесью тяжелой пылеватой в 0,4-0,86 м слое. Верхний в пределах от 0 до 0,05 является гумусированным (6,64 мг-экв на 100г) с остатками корней растений.

Разрез 2. расположен выше по тальвегу разреза 1 и предположительно вскрывает делювиально-пролювиальные отложения, заполнявшие дно первичной долины. Глубина расчистки и шурфа – 3,43 м. В разрезе выделены 3 цикла эрозионно-аккумулятивных процессов, 2 почвенных горизонта. Верх нижнего почвенного горизонта в интервале глубин 2,51-2,73 м датируется сартанским временем (граница sr^3 и sr^4). Выше залегает слой СП окраски??? По текстуре его можно отнести к солифлюкционному. Формирование 3 цикла отложений в интервале 0–0,88 м не закончилось формированием гумусового почвенного горизонта.

Разрез 3. расположен по правому борту донного оврага Бараний, глубина 2,75 м. В разрезе выделяется 3 цикла и расчисткой вскрыт один почвенный горизонт, низ которого на глубине 1,85 м датируется *25993± 503 лет (NskA-00860)*. Разрез слагают пылеватые легкие суглинки.

На основании полученных результатов были сделаны следующие выводы:

1. Долина система Мамонтов-Бараний сформировалась в каргинское или сартанское время. Об этом свидетельствуют датировки костей остатков мамонта и носорога, которые в следующий цикл были размыты и переотложены в делювиально-пролювиальных голоценовых отложениях.

При заполнении первичной долины оврага Мамонтов были выявлены 2 фазы почвообразования: верх нижней почвы на глубине 2,58 м датируется *14382± 771 лет (NskA-00856)*, в делювиально-пролювиальных отложениях долины оврага Бараний вскрыт 1 почвенный горизонт, низ которого на глубине 1,85 м датируется *25993± 503 лет (NskA-00860)*.

К атлантику в делювиально-пролювиальных отложениях первичной долины сформировался следующий эрозионный врез и он стал заполняться. Заполнение оврага Мамонтов началось в атлантический период с периодами почвообразования. Формирование толщи заполнения можно разделить на 5 этапов. Второй и нижняя часть третьего датированы поздним атлантиком.

Судя по значительной мощности (м) накопленных далее гумусированных толщ и характеру их преобразования в соответствии с имеющимися опубликованными данными по разрезам Прибайкалья (Воробьева, 2010; Рыжов, 2012) 4 и 5 циклы можно предварительно отнести к суббореальному периоду.

Список литературы:

Литвин В.М. Региональная инженерно-геологическая оценка экзогенных геологических процессов юга Восточной Сибири. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Иркутск, 1989 г.

Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. – Иркутск: Изд-во. Иркут. гос. ун-та, 2010. – 205 с.

Рыжов Ю.В. Эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейнах малых рек юга Восточной Сибири // География и природные ресурсы. – 2009. – № 3. – С. 94-101.

ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ЗАЛПОВЫХ ВЫБРОСАХ РЫХЛОГО МАТЕРИАЛА

С.А. Макаров, А.А. Черкашина
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, makarov@irigs.irk.ru

FORMATION OF DEPOSITS UNDER BURST RELEASE OF LOOSE MATERIAL

S.A. Makarov, A.A. Cherkashina, V.B. Sochava Institute of Geography, Irkutsk, Russia

Проблема достоверной интерпретации генезиса слоев рыхлых отложений, формирование которых происходит вследствие выноса осадков катастрофическими водными потоками, в настоящий момент не решена, так как нет четких критериев их выделения. Одним из основных признаков залпового выноса является стратиграфическое несогласие залегания рыхлых отложений. Например, разделение слоев погребенными почвенными горизонтами. В этом случае установление принадлежности слоя к катастрофическому выбросу материала может служить метод радиоуглеродных датировок органического вещества погребенных почв при условии их залегания в основании и верхней части этого слоя. Близкое совпадение абсолютного возраста может свидетельствовать о том, что данный слой сформировался вследствие экстремальных природных событий (Макаров, 2012).

Термин залповый выброс, используемый в научной литературе, преимущественно имеет экологический смысл и понимается как единовременное концентрированное поступление значительного количества загрязняющих веществ в окружающую среду. Мы под залповыми выбросами подразумеваем единовременную аккумуляцию слоя рыхлых отложений (водонасыщенной минеральной массы) в долинах временных и постоянных водотоков, на конусах выноса в течение нескольких часов.

В разрезах селевых конусов выноса достаточно часто встречаются погребенные почвенные горизонты. Например, на левобережье в верховьях долины р. Иркут на стыке хребтов Мунку-Сардык и Тункинские Гольцы в обнажениях карьеров нами исследовались условия формирования рыхлых отложений. Было установлено, что селевая активность чередовалась с затишьем. Селевые отложения разделены погребенными почвами, представляющими собой слаборазвитые грубогумусовые и перегнойно-грубогумусовые горизонты, мощностью от 2 до 12 см, содержащие значительное количество слаборазложившихся растительных остатков и древесных углей. На основании изучения серии разрезов зафиксировано до 7 циклов селевой активизации в голоцене. Аналогично залегают селевые отложения на конусе выноса р. Малая Харимта (Тункинская котловина). Здесь почвенный покров формировался непосредственно на несортированных селевых отложениях, представленных в основном валунно-галечниково-щебенистым материалом с различным содержанием заполнителя (Макаров и др., 2014).

История развития пади Крементуй, расположенной к северу от оз. Зун-Торей (Юго-Восточное Забайкалье), во второй половине голоцена восстановлена по разрезу рыхлых отложений, где были отобраны пробы на радиоуглеродный анализ (Баженова и др., 2014). Здесь и далее приводится калиброванный (календарный) возраст образцов. Выделены три генетических типа отложений: аллювиально-биогенный, флювиальный и эоловый.

До середины голоцена, т.е. до 5590±100 (ЛУ-7453) днище пади было заболочено за счет массового выхода подземных родников, которые мы наблюдаем и в настоящее время. Периодическая смена автоморфного и субаквального режимов почвообразования привело к формированию в нижней части разреза перегнойно-глеевых иловато-перегнойных почв, содержащих в значительном количестве слаборазложившиеся остатки гигрофитной растительности.

Выше указанного слоя расположены флювиальные отложения, мощностью 1,15 м. По нашему мнению они сформировались за очень короткий период времени в результате залпового выброса материала с верховьях пади. Это произошло в тот момент, когда обильные осадки увлажнили склоновые отложения, пришедшие в движение (вероятнее всего начались сплывы) в направлении днища пади. В этом слое зафиксированы различные по составу отложения. Вероятно, во время описываемых событий в верховьях пади активно размывалась охристая коры выветривания, следы которой мы наблюдаем в исследуемом разрезе рыхлых отложений. Календарный возраст флювиальных отложений оказался старше возраста аллювиально-биогенных отложений, залегающих ниже. Это свидетельствует о том, что в днище пади сносились более древние склоновые отложения. Таким образом, произошло переслаивание различных по возрасту грунтов.

Для определения возраста верхней границы флювиальных отложений воспользовались следующим методическим приемом. Определили среднюю скорость накопления эоловых отложения, используя в качестве реперной точки образец ЛУ-7457 с календарным возрастом 2910±320. Средняя скорость составила 0,18 мм/год. Разделив мощность эоловой толщи, равной 950 мм, на среднею скорость получили время формирования этой толщи – 5277 кал. лет. Эта дата также является временем окончания формирования флювиальных отложений. Расхождение между началом формирования флювиальной толщи и ее окончанием составляет около 300 кал. лет, что укладывается в погрешность измерения, и подтверждает кратковременность её формирования. Ранее нами высказывалось предположение, что близкое совпадение возраста в нижней и верхней частях слоя (в нашем случае флювиального) свидетельствует о том, что данный слой сформировался вследствие экстремальных природных событий (Макаров, 2012). Так как дата 5277 кал. лет получена расчетным путем, а дата 5590±100 (ЛУ-7453) радиоуглеродным методом, считаем, что именно она является точкой начала процесса быстрого и массового заполнения днища пади рыхлыми отложениями.

Современное формирование рыхлых толщ при залповых выбросах на юге Восточной Сибири нами зафиксировано дважды. Первый такой случай относится к июлю-августу 1988 г., когда на территории Забайкалья

прошел ряд циклонов, сопровождавшихся выпадением дождей ливневого характера. Всего за этот период выпало 1,5-2,5 месячных нормы осадков. В пади Глубокая, расположенной на юго-востоке от г. Читы в 16 км от его окраины, расположен одноименный ручей длиной около 8 км. В месте пересечения его с федеральной автомобильной трассой потоками воды был вынесен и частично аккумулирован песчаный материал мощностью до 1,5-2,0 м. Такая значительная величина аккумуляции вызвана активным смывом склоновых рыхлых отложений на дно пади за счет линейной и плоскостной эрозии (Макаров, 2012).

Второй случай произошел 28 июня 2014 года, когда в окрестностях пос. Аршан произошла селевая катастрофа, вызванная выпадением интенсивных ливневых осадков при активной грозовой деятельности со стороны хр. Тункинские Гольцы (Макаров и др., 2014). Местом зарождения грязекаменных селей являлись кары. Вначале ливневые осадки сформировали водные потоки, которые спровоцировали линейную донную эрозию. Поток воды эродировал подстилающие рыхлые отложения и вовлекал в движение валуны, галечник, гравий и песок. Вероятно, через короткий промежуток времени, ливневые осадки насытили водой склоновые отложения, которые, потеряв сцепление, пришли в движение. На стенках кара начали формироваться сплывы обломочного материала. Сплывы, спустившиеся на наклонные днища каров, вовлекли в движение ледниковые отложения. Грязекаменная масса начала двигаться по долинам рек и ручьев из распадков временных и постоянных водотоков в юго-западном направлении в сторону пос. Аршан, вовлекая на своем пути пролювиально-аллювиальные отложения, которые были аккумулированы ранее на днище селевыми и водными потоками. Прорезав толщу этих отложений на несколько метров, селевая масса врезалась в кору выветривания скальных пород на глубину 5 м и более. На своем пути грязекаменная масса вовлекла в движение древесную растительность, формируя в нижней части слоя так называемую "деревянную отмостку".

По периметру селевого потока аккумулировался валунный материал в виде селевых гряд. В зоне транзита зафиксированы единичные переносы слабоокатанных валунов размером от 2 до 3 м. В зоне аккумуляции мощность селевых отложений составляла до 3-3,5 м (окрестности детской клинической больницы "Сагаан Дали")., а ширина фронтальной части – 325 м. В средней и нижней частях предгорной наклонной равнины временные и вышедшие из берегов постоянные водотоки сформировали неоднородные по сложению и гранулометрическому составу наносы мощностью до 1,5 м. Занесенными оказались сосновые, еловые и хвойно-мелколиственные леса, а также заболоченные участки и пастбища. Приблизительно, площадь, охваченная наносами, может составлять несколько десятков квадратных километров.

Для оценки масштабов прохождения грязекаменных селей по водотокам, спускающимися из каров южного склона хр. Тункинские Гольцы, предварительно был оценен объем вынесенных отложений. Он составил около 2 млн. м^3. Следует заметить, что эта цифра не окончательная. На космофотоснимках (КФС) очень хорошо оконтуриваются зоны зарождения, транзита и аккумуляции селевых потоков. При полевых исследованиях установлено, что под кромкой леса вдоль потоков прослеживаются аналогичные зоны, которые не видно на КФС. Их ширина составляет десятки и сотни метров. Грязекаменные потоки по пути движения с двух сторон оконтуривали мощные водные потоки, которые опережали двигающуюся селевую массу. Водные потоки с высокой концентрацией взвешенных веществ направлялись в сторону равнины, где и происходило выпадение осадков. В застойном режиме при небольшой скорости потока аккумулировалась пылевато-песчано-глинистая фракция, при высокой – преимущественно песчаная. Объемы вынесенных взвешенных наносов методически сложно оценить в общем объеме селевых выносов.

Под зоной аккумуляции подразумевается конус выноса. В нашем случае, целесообразно разделить его на три подзоны: 1 – основная (аккумуляции твердой фазы с заполнителем), 2 – промежуточная (аккумуляция твердой фазы с заполнителем из взвешенных наносов), 3 – окончательная (аккумуляция только взвешенных наносов). Во второй и третьей подзонах селевой материал откладывался в виде радиальных лучей преимущественно по понижениям. Наиболее крупной зоной является третья, где взвешенный материал может уноситься водными потоками за несколько километров.

Таким образом, на территории юга Восточной Сибири на протяжении голоцена при определенных сочетаниях природно-климатических условий неоднократно происходили залповые выбросы рыхлого материала. Проблема вычленения толщ отложений катастрофических залповых выбросов в разрезах и определение возраста этих стихийных событий требуют дальнейшей разработки новых методических подходов.

Список литературы:

Баженова О.И., Кобылкин Д.В., Макаров С.А., Рогалева Н.В., Силаев А.В., Черкашина А.А. Голоценовая морфолитодинамика падей Зун-Торейского вулканического плато (Юго-Восточное Забайкалье) // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ: материалы XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Волгоград: Волгоградское научное издательство, 2014. – С. 105–111.

Макаров С.А. Речные долины юга Восточной Сибири в голоцене. – Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2012. – 87 с.

Макаров С.А., Черкашина А.А., Атутова Ж.В., Бардаш А.В., Воропай Н.Н., Кичигина Н.В., Мутин Б.Ф., Осипова О.П., Ухова Н.Н. Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. – Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. – 111 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ГОЛОЦЕНОВЫХ ТРАНСГРЕССИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ.

А.С. Макаров[1, 2], Д.Ю. Большиянов[1, 2]
[1]Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, г.Санкт-Петербург, Россия,;
[2]Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г.Санкт-Петербург,
makarov@aari.ru, bolshiyanov@aari.ru.

GEOMORPHOLOGICALEVIDENCEOFTHEHOLOCENETRANSGRESSIONSON THE LAPTEV SEA COAST

A.S. Makarov, D.Yu.Bolshiyanov, FSBI «ArcticandAntarcticresearchinstitute», Instuteofearthscience, St.Petersburgstateuniversity», St.Petersburg, Russia

К настоящему моменту сформировано представление о направленности и амплитуде изменения уровня Мирового Океана в течение голоцена. Он непрерывно поднимался и достиг современного около 5000 лет назад, после чего стабилизировался (Peltier, Fairbanks 2006; Lambeck, Chappel, 2001). Ход уровня моря в голоцене в Арктике в целом совпадает с мировым, но имеются некоторые особенности, связанные с развитием природной среды Арктики в плейстоцене. Изменчивость уровня моря в Арктике, как правило, рассматривают в тесной связи с последствиями ледникового максимума, а именно таянием ледника.

Следы положения уровня моря в прошлом могут располагаться как выше, так и ниже современного уровня моря. Таковыми являются отложения, сформированные при воздействии моря, а так же формы рельефа, сформированные деятельностью моря, морские террасы и древние береговые линии. Важным для рассматриваемого вопроса является тот факт, что следы повышенного стояния уровня моря в прошлом можно найти только на суше, а пониженного – как правило, на дне моря. К сожалению, зачастую данные об изменчивости уровня моря в Арктике, полученные на суше и в море рассматриваются раздельно. В связи с этим возникают сложности их интерпретации и сопоставления данных, полученных в море и на суше. Одна из них – разный характер получаемых данных. Так в ходе морских исследований характерно получение точеной информация о характере палеообстановок (результаты бурения), которые распространяются на огромные площади (Bauch 2001). На суше же появляется возможность изучения пространственного распространения следов изменчивости уровня.

Современный, за последние 60 лет, ход уровня морей российской Арктики разнонаправлен. При общей тенденции к подъему относительного уровня моря выделяется ряд регионов с наблюдаемой регрессией. Выделяются следующие участки опускания уровня: Оленекский залив, Обская губа, север Новой Земли (Ашик и др., 2010).

Побережье моря Лаптевых на большом протяжении сложено породами ледового комплекса, сформированными в позднем плейстоцене (Большиянов, Макаров 2011). Современные и голоценовые аккумулятивные формы рельефа формируются главным образом в устьевых частях рек, как крупных, таких как Хатнга, Анабар, Оленек, Лена и Индигирка, так и совсем не больших, Урасалах, Нючче-Джиелех, Омолой и других. В таких районах наблюдаются комплексы голоценовых террас. Так в дельте р.Лена сформирован комплекс террас, образованных при активном морском влиянии, фиксирующий неоднократное изменение уровня моря Лаптевых в голоцене, его повышение на этапах 1-2 тыс. лет назад, 3-4,5 тыс. лет назад и 6-8 тыс. лет назад на высоту до 10м, а так же кратковременное повышение уровня 200-300 лет назад на высоту 3-5м (Макаров 2009, Большиянов и др., 2013).

Подобные результаты получены в устьевых областях в разных частях м.Лаптевых. Так на побережье м.Лаптевыхв долинахр.Урасалах и р.Ниуча-Джиелех выявленыингрессионнае террасы высотой 13-15 м и возрастом 5,5 тыс. лет, прослеживающихся вверх на несколько километров.В позднем голоцене уровень моря также повышался на метры, что показывают террасы высотой 2-4 м (Макаров, Большиянов 2008).

Уникальным объектом для исследования воздействия моря на формирования облика рельефа является нижнее течение р.Оленек, где на протяжении около 200 км от устья фиксируются колебания уровня воды, вызванные приливно-отливными и сгонно-нагонными явлениями м. Лаптевых. И где наблюдаются аккумулятивные террасы, высотой до 5 м (Большиянов и др. 2013).

2010 г. проводились геоморфологические исследования на п-ове Буор-Хая по результатам которых была составлена геоморфологическая схема района. Для п-ова буор-Хая характерны следующие элементы геоморфологического строения.наиболее распространен денудационный рельеф, где основным агентом разрушения является термическое воздействие, представленный многочисленными алласами, термоэрозионными озерами. В береговой зоне они представлены широко распространенными в местах обнажений толщи пород ледового комплекса термоденудационными цирками. Особо необходимо отметить наличие поверхностей, предположительно террас, сформированных на высотах 5-6 м и 8-10 м и наблюдающихся на всем побережье п-ова Буор-Хая, что совпадает с высотными отметками аккумулятивных морских голоценовых террас на побережье моря Лаптевых.

Таким образом, видно, что на всем побережье моря Лаптевых встречается большое количество геоморфологических документов, свидетельствующих о неоднократных палеособытиях повышения уровня моря в голоцене, что согласуются с имеющимися данными по таковым для российской Арктики и Антарктиды (Макаров, Большиянов 2011, Анисимов и др. 2002, Макаров, Большиянов 2014)

Список литературы:

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Русского Географического Общества – 2002. Т. 134, Вып. 5. – С 32-37.

Ашик И.М., Макаров А.С., Большиянов Д.Ю.. Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010, №2, С. 23-27.

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С. К вопросу о происхождении ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып.3: Сборник научных статей / под ред. Н.С. Болиховской, С.С. Фаустова. – М. Географический факультет МГУ, 2011, с. 109-116.

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты р.Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268с.

Макаров А.С., Большиянов Д.Ю., Павлов М.В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник Санкт-Петербургского Государственного Университета серия 7 Геология, География, выпуск 1, 2008, с. с. 79-86.

Макаров А.С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р.Лена в голоцене. Автореферат на соискание степени кандидата географических наук, Санкт-Петербург, 2009.

Макаров А.С., Большиянов Д.Ю. Колебания уровня арктических морей России в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып.3: Сборник научных статей / под ред. Н.С. Болиховской, С.С. Фаустова. – М. Географический факультет МГУ, 2011, с. 315-321.

Макаров А.С., Большиянов Д.Ю. Изменчивость уровня морей Российской Арктики в голоцене // Береговая зона – взгляд в будущее: Материалы XXV Международной береговой конференции. Том 2. – ГЕОС, 2014. – с. 34-36.

Bauch, H.A., Kassens, H., Naidina, O., Kunz-Pirrung, M., Thiede, J., 2001c.Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia. Quaternary Research 55, 344–351.

Lambeck K., Chappell Jh. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle // Science, 2001, №292, p. 679-686.

Peltier W.R., Fairbanks R.G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // Quaternary Science Reviews, 25, (2006), pp. 3322–3337.

ХРОНОЛОГИЯ ТРАВЕРТИНОГЕНЕЗА НА ИЖОРСКОМ ПЛАТО В ГОЛОЦЕНЕ

Ф.Е. Максимов[1], М.Ю. Никитин[2], В.А. Григорьев[1], В.Ю. Кузнецов[1], А.Ю. Петров[1], Э.В. Табунс[1], С.Б. Левченко[1], В.Б. Савенко[1]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, maksimov-fedor@yandex.ru
[2] Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Россия

CHRONOLOGY OF HOLOCENE TRAVERTINE OF FORMATION WITHIN THE IZHORA PLATEAU

F.E. Maksimov, V.A. Grygoriev, V.Yu. Kuznetso, A.Yu. Petrov, E.V. Tabuns, S.B. Levchenko, V.B. Savenko, Saint-Petersburg State University, Russia;
M.Yu. Nikitin, Herzen State Pedagogical University of Russia

Залежи пресноводных травертинов достаточно широко распространены в различных регионах мира и их формирование, как правило, происходит непрерывно в течение десятков, сотен и тысяч лет. Поэтому травертины являются ценным источником информации об изменениях природной среды в прошлом. К одним из таких объектов относятся отложения голоценовых пресноводных карбонатов на территории Ижорского плато (запад Ленинградской области), составные и структурные особенности которого оказались благоприятны для их интенсивного накопления.

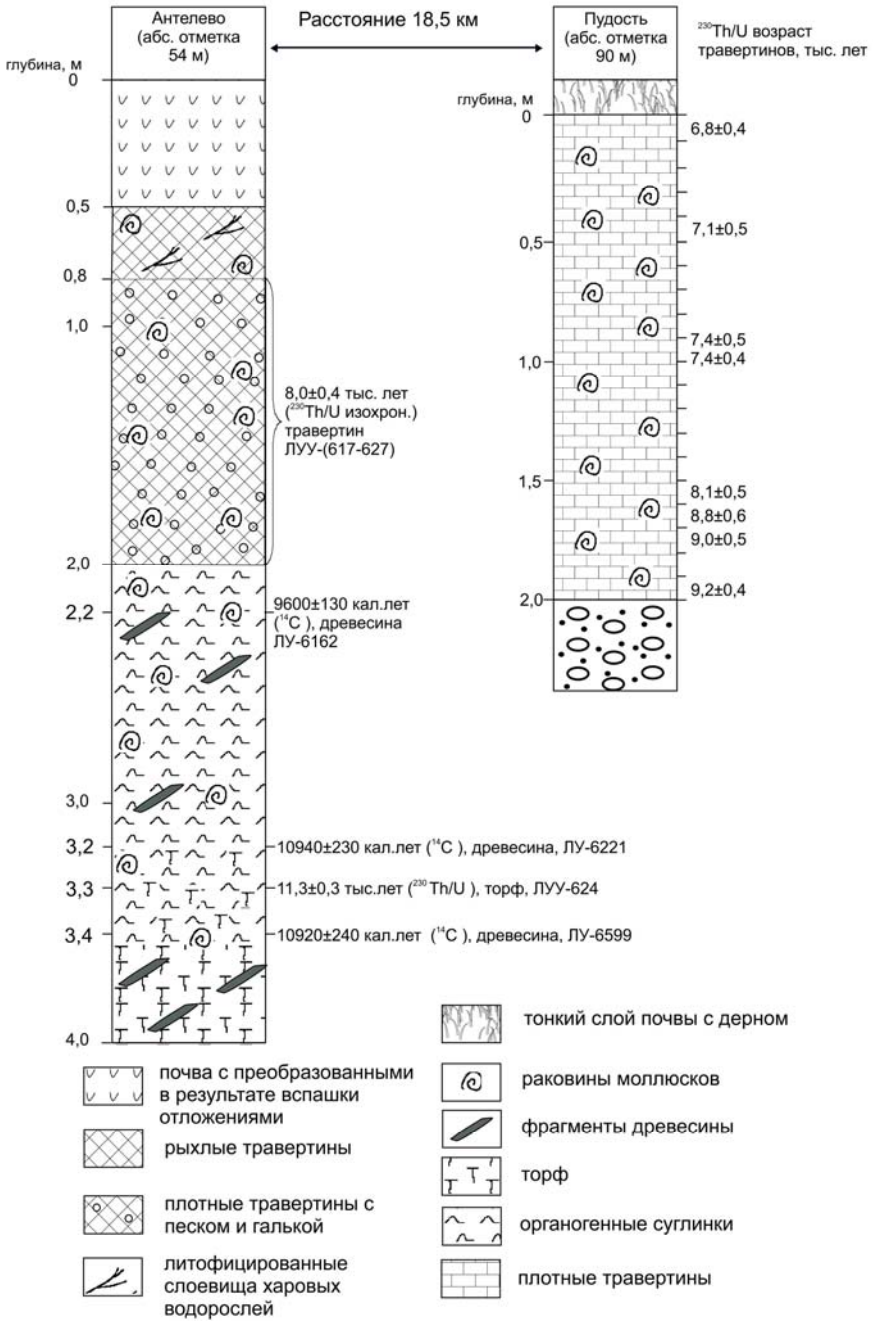
Механизм образования этих природных отложений обусловлен нарушением карбонатного равновесия в холодных углекислых подземных водах при их выходе на поверхность (Pentecost, 2005; Soligo et al., 2002). Изменение физико-химических свойств этих вод в сочетании с воздействием водорослей и бактерий-фотосинтетиков приводит к выпадению из них карбоната кальция, который послойно накапливаясь и литифицируясь, образует травертиновую залежь.

Предполагается, что эти карбонатные формации могут быть связаны с зонами разрывных нарушений коренных пород (Никитин и др., 2011). Система разрывов прослеживается через северную часть Ижорского плато, предглинтовую низменность и фиксируется в котловине Финского залива. К этой структуре приурочена крупная залежь травертинов в окрестностях посёлка Пудость. Само месторождения разрабатывалось, начиная со средневековья, но наиболее известные примеры использования местных травертинов как строительного материала – фасад Казанского собора и аллегорические фигуры у ростральных колонн в Санкт-Петербурге (Колокольцев, и др., 2014). Пудостские травертины характерны ритмично-слоистым рисунком, свидетельствующим, что они формировались в мелководном родниковом озере. На участке среднего течения Ижоры (в пределах соседней разрывной структуры того же простирания) около деревни Антелево в береговом обрыве обнажена ещё одна крупная залежь, представленная русловым вариантом травертинов.

Важнейшим аспектом исследования травертиногенеза является установление его хронологии. Для определения количественного возраста травертинов, являющихся естественным архивом изменений палеосреды, используют ^{230}Th/U и ^{14}C-методы (Вагнер, 2006). Нами были продатированы две колонки из травертиновых толщ на участке верхнего течения р. Ижоры в окрестностях поселка Пудость и среднего течения р. Ижоры около деревни Антелево (рис.). Было выяснено, что прямое ^{14}C-датирование ижорских травертинов не является корректным, вследствие их загрязнения «древним» углеродом, который существенно увеличивал расчётный

возраст. В данном случае, для двух образцов травертинов из верха (0,2–0,3 м) и низа (1,9–2 м) пудостской колонки получены ^{14}C-датировки – 12640±170 лет (ЛУ-7794) и 14590±160 лет (ЛУ-7551), соответственно. Удревняющим фактором в данном случае являлся эффект жесткой воды, то есть наличия в ней «древнего» углерода, извлеченного из дочетвертичных ордовикских карбонатных пород, слагающих Ижорское плато.

Основным методом датирования непосредственно самих травертинов являлся ^{230}Th/U-метод. Для пудостской колонки получено восемь прямых датировок располагающихся в хронологической последовательности в интервале от 9,2±0.4 до 6,8±0,4 тыс. лет (рис.).



Стратиграфические колонки с залежами травертинов в долине р. Ижоры в окрестностях п. Пудость и у д. Антелево (Ленинградская обл.)

В образцах из антелевской колонки травертинов было зафиксировано первичное ториевое загрязнение (в отличие от пудостской колонки, где оно не обнаружено), включенное в карбонаты в составе терригенных частицы (в настоящем случае песка). Для учета ториевого загрязнения применялось изохронное приближение (Garnett et al., 2004; Максимов, Кузнецов, 2010). Было предположено, что образцы из метровой толщи травертинов являются близкими по возрасту и поэтому может быть произведена коррекция аналитических данных (вычет из них первичного ториевого загрязнения). По экспериментальным данным была построена линейная зависимость с хорошим коэффициентом корреляции (0,99). Для травертиновых отложений такой вариант характеризует высокую скорость их образования, что обозначает действительно близкий возраст образцов и одинаковое первичное ториевое загрязнение (Candy et. al., 2005). Таким образом, в нашем случае можно говорить о линейной зависимости – изохроне, построенной для одновозрастных (или близких по возрасту) слоев травертинов с глубин 0,8–2,0 м. Изохронно-корректированный ^{230}Th/U-возраст равен 8,0±0,4 тыс. лет (рис.).

Кроме того ^{14}C-методом по фрагментам древесины были продатированы подстилающие органогенные отложения (рис. 1). Три датировки с глубин 3,4 м, 3,2 м, 2,2 м от 11 до 9,5 тыс. лет находятся в стратиграфическом соответствии с ^{230}Th/U-возрастом травертиновой толщи. Дополнительно получен ^{230}Th/U-возраст торфа 11,3±0,3 тыс. лет с глубины 3,3 м, который также вписывается в общую картину.

Полученные геохронометрические данные свидетельствуют, что временные интервалы формирования пудостских и антелевских травертинов в целом согласуются, т. е. травертинообразование происходило примерно одновременно на двух разных участках долины р. Ижора (на расстоянии 18,5 км).

Ранее выполненные еще в 60-х годах прошлого века палинологические исследования травертинов в районе п. Пудость показали, что их образование началось в бореальное время (9,5 – 7,5 тыс. лет) и продолжалось в течении всего атлантического времени (7,5 – 5 тыс. лет). Прекращение карбонатонакопления произошло на границе атлантического и суббореального времени (ок. 5 тыс.лет) (Бартош, 1962). Наши первые комплексные геохронометрические данные по травертинам Ижорского плато, подтверждают выводы относительной геохронологии и уточняют время конца травертинообразования 6,8±0,4 тыс. лет (середина атлантического времени).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 14-05-31448 и 13-05-00854, а также при частичной поддержке проекта СПбГУ №18.37.141.2014.

Список литературы:

Бартош Т.Д. Голоценовые пресноводные известковые отложения Ленинградской области. В кн.: Вопросы четвертичной геологии, вып.1. Рига: Зинатне, 1962, – С.175-193.

Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. – 576 с.

Колокольцев В. Г., Никитин М. Ю., Ковалевская Е. О. Современные травертины в районе Санкт-Петербурга // Природа. – 2014. – № 7. – С. 17-29.

Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия 230Th/U датирования верхне- и средненеоплейстоценовых отложений // Вестник СПБГУ. – 2010. – Сер.7. – Вып. 4. – С. 94-107.

Никитин М.Ю., Медведева А.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Баранова Н.Г. Генезис и геологический возраст травертиноподобных карбонатов Пудостского массива // Общество. Среда. Развитие (Terra Humana). – 2011. – № 4. – С. 231-236.

Candy I., Black S, Sellwoodc Bruce W. U-series isochron dating of immature and mature calcretes as a basis for constructing Quaternary landform chronologies for the Sorbas basin, southeast Spain // Quaternary Research. – 2005. – Vol. 64. – P. 100 – 111.

Garnett E.R., Gilmour M.A., Rowe P.J., Andrews J.E., Preece R.C. $^{230}Th/^{234}U$ dating of Holocene tufas: Possibilities and problems // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23 (7-8), – P. 947-958.

Pentecost, A. *Travertine*. –Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, 2005. – 445 pp.

Soligo M.; Tuccimei P.; Barberi R.; Delitala M. C.; Miccadei E.; Taddeucci A. U/ Th dating of freshwater travertine from middle Velino Valley central Italy; paleoclimatic and geological implications // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. –Vol.184(1-2). – P. 147-161.

ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЁРНО-АЛЛЮВИАЛЬНОЙ ТОЛЩИ В РАЗРЕЗЕ БЕЛЫЙ ЯР II (ТУНКИНСКАЯ КОТЛОВИНА)

Ф.Е. Максимов[1], Л.А. Савельева[1], С.А. Лаухин[2,3], С.И. Ларин[4], Х.А. Арсланов[1], В.Ю. Кузнецов[1], В.А. Григорьев[1], А.А. Старикова[1]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* maksimov-fedor@yandex.ru

[2] *Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия,* valvolgina@mail.ru

[3] *Московский государственный строительный университет, Москва, Россия*

[4] *Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия,* silarin@yandex.ru

GOCHRONOMETRIC CHARACTERISTIC AND FORMING CONDITIONS OF LIMNO-ALLUVIUM STRATA IN SECTION BELY YAR II (TUNKA BASIN)

F.E. Maksimov, L.A. Savelieva, , Kh.A. Arslanov, V.Yu. Kuznetsov, V.A. Grigoriev, A.A. Starikova, Saint-Petersburg State University, Russia;

S.A. Laukhin, Russian State Geological Prospecting University, Russia, Moskow State Building University, Russia;

S.I. Larin, Tyumen State University, Russia

Разрез отложений верхнего плейстоцена Белый Яр II, расположенный на левом берегу р. Иркут, в Тункинской котловине, широко известен и давно обсуждается в литературе (Равский, Голубева, 1960; Адаменко и др., 1975; Shchetnikov et al., 2012 и мн. др.). Однако до сих пор нет единого мнения о хроностратиграфии отложений этого разреза и их палеогеографической интерпретации.

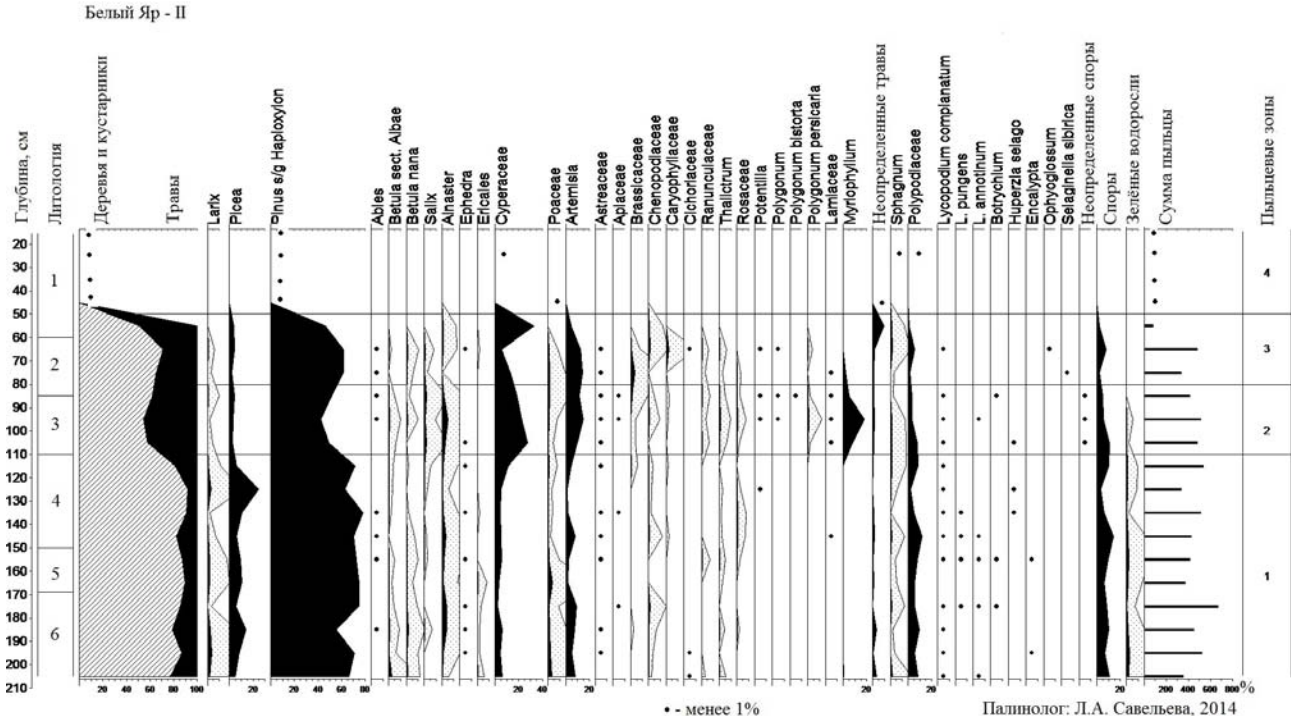
В 2013 г были отобраны образцы осадков из нижней части разреза ($51^0$42'51,5" с.ш. и $102^0$37’59,9’’), включающей органогенный слой, состоящий из переслаивания торфянистых слоев, алевритов и гиттий. С целью выяснения изменения растительности и климата во время формирования этого слоя выполнено палинологическое изучение 20 проб из нижних 210 см разреза, лежащих под песками мощностью 14,7 м. Количественный возраст отложений охарактеризован на основе ^{14}C-датирования.

В большинстве исследованных проб обнаружено от 150 до 700 пыльцевых зерен. Исключение составили пробы из интервала 15-45 см (здесь и далее – от верха изученной части разреза), где встречены лишь единичные зёрна пыльцы и спор. Сохранность микрофоссилий разная. Большинство минерализованных, смятых и разорванных зёрен встречено на глубине 15–145 см. По всей изученной толще разреза господствует пыльца *Pinus s/g Haploxylon* разной сохранности. Кроме пыльцы и спор, определены пресноводные зелёные водоросли (*Pediastrum, Botryoccoccus*, Zygnemattaceae) и макроостатки растений.

По результатам спорово-пыльцевого анализа построена диаграмма (рис.), на которой выделено 4 локальные пыльцевые зоны (LPAZ) – описание снизу вверх. Процентное содержание каждого таксона рассчитано от общей суммы пыльцы наземных растений за исключением водных.

LPAZ-1 (205–110 см), ***Pinus-Picea-Larix***. Доминирует пыльца древесно-кустарниковой группы, среди которой господствует *Pinus s/g Haploxylon* (60-80%). Пыльца *Picea* составляет около 10%, и образует максимум 25% в верхней части зоны. Отличительной особенностью зоны является присутствие пыльцы *Larix* (1-3%) и относительно невысокое количество пыльцы трав (10-20%). Среди споровых преобладают Polyodiaceae (5-13%) и *Sphagnum* (1-3%), встречены единичные зёрна разнообразных плаунов (*Lycopodium clavatum, L. pungens, L. annotinum, Huperzia selago*), а также споры *Botrychium* и *Encalypta*. Состав палиноспектров позволяет реконст-

руировать темнохвойные леса из кедра и ели с примесью лиственницы, участием степных и горно-таёжных сообществ. Ель, вероятно, произрастала в понижениях, вдоль поймы р. Иркут. Растительность отражает относительно тёплый и влажный климат. По образцам отложений с глубин 135–145 и 150–160 см получены ^{14}C-датировки 38890±730 (ЛУ-7501) и 45960±2350 (ЛУ-7502) лет.



Спорово-пыльцевая диаграмма нижней части разреза Белый Яр II.

Литология: 1 – Песок желтовато-серый тонкозернистый, хорошо промытый неясно слоистый; 2 – переслаивание алевритов сизых и желтовато-серых слабо ожелезненных, в верхней части прослой торфа; 3 – торф коричнево-черный, слоистый; 4 – гиттия сильно песчанистая; 5 – алеврит сизовато-серый, темный с органикой, слабо горизонтально слоистый. 6. Песок серо-черный, слабослоистый.

LPAZ-2 (110–80 см), ***Cyperaceae-Artemisia-Myriophyllum.*** Сокращается содержание пыльцы древесно-кустарниковой группы до 55% за счёт увеличения роли пыльцы трав. В спектрах по-прежнему преобладает *Pinus s/g Haploxyon* (40-50%), присутствует пыльца *Picea* (до 5%), *Larix* (до 1%), а содержание пыльцы *Alnaster* и *Salix* увеличилось на 1-2%. В группе трав преобладает пыльца Cyperaceae (15-30%) и *Artemisia* (10-15%), присутствует пыльца Brassiaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, *Thalictrum sp., Polygonum persicaria*. Обращает на себя внимание высокое содержание пыльцы прибрежно-водного растения *Myriophyllum* (макс. 18%). В группе споровых растений основные доминанты (Polypodiaceae и *Sphagnum*) сохраняются.

Кроме того, в этой зоне отмечено высокое содержание макроостатков водных и прибрежно-водных растений (*Potamogeton sp., Carex sp., Myriophyllum sp., Ranunculus sp.* и др.), а также иголок хвойных растений.

В отложениях, соответствующих LPAZ-2, с глубин 85–97 и 97–110 см получены ^{14}C-датировки 38000±850 (ЛУ-7361) и 38430±1430 (ЛУ-7420) лет.

LPAZ-3 (80-50 см.), ***Pinus-Cyperaceae-Artmisia***. В составе спектров древесно-кустарниковой группы возрастает роль *Pinus* до 60%. В группе трав основные доминанты сохраняются: Cyperaceae (8-30%) и *Artemisia* (10-13%), несколько возрастает роль *Poaceae, Brassicaceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae*, полностью исчезает пыльца *Myriophyllum*. Среди споровых зафиксированы единичные зёрна *Selaginella sibirica, Botrychium sp*. В конце зоны резко падает общая концентрация микрофоссилий.

С одной стороны, палиноспектры LPAZ-2 и 3 отражают похолодание и ксерофитизацию климата, когда были распространены сильно разреженные остепнённые кедровые леса. С другой стороны, обилие микро- и макроостатков водных растений, произрастающих в стоячих и медленно текучих водах, могут свидетельствовать о существовании старицы в пойме р. Иркут.

LPAZ-4 (50-15 см). Зона выделяется по низкой концентрации пыльцевых и споровых зерен, а также их плохой сохранности. Обнаружены лишь единичные формы пыльцевых и споровых зерен *Pinus s/g Haploxylon,* Cyperaceae, Polypodiaceae, *Sphagnum.* Резкие изменения в составе спектров данной палинозоны могут быть связаны с перерывом в осадконакоплении на глубине около 50 см, либо со сменой фаций (промытые пески часто бывают палинологически немыми).

В целом, наши данные согласуется с ранее полученными результатами и подтверждают общее представление о формировании органосодержащих слоев нижней толщи разреза Белый Яр-2 в относительно теплых и влажных условиях (Равский и др., 1964; Адаменко и др., 1975, Белова, 1985). Однако следует отметить, что сопоставление полученных нами новых радиоуглеродных датировок с опубликованными ранее датами (Адаменко и др., 1975; Shchetnikov et al., 2012) вызывает некоторые трудности, в связи с несовпадением мощностей и по-

следовательностью чередования органосодержащих слоев. Предварительная же корреляция результатов радиоуглеродного анализа показала, что новые даты значительно древнее. В нашем случае слой торфа (слой 3 – рис.) получил возраст 38430±1430 и 38000±850 л.н., тогда как по результатам предыдущих исследований он составляет 26250±300 лет (Адаменко и др., 1975). Следует признать, что ^{14}C-датировка 45960±2350 л.н., полученная из низов гиттий (фактически граница между слоем 4 и 5), является спорной с позиций конечного возраста (возможно, даже запредельная дата), и она не согласуется с ранее известными данными – 35440±1860 и 40860±480 л.н. (Shchetnikov et al., 2012).

Из вышеизложенного очевидно, что необходимо проведение дополнительных определений количественного возраста нижней толщи разреза, в том числе и другими независимыми методами. Особенно это является актуальным в связи с активизацией в последние 15 лет дискуссии о палеоклиматическом ранге каргинского (МИС-3) времени Сибири (Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2011; Laukhin, 2011; Лаухин и др., 2012 и мн. др.).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 13-05-00854 и 14-05-00956, а также при частичной поддержке проекта СПбГУ № 18.37.141.2014.

Список литературы:

Адаменко О.М., Белова В.А., Попова С.М.и др. Биостратиграфия верхнеплейстоценовых отложений Тункинской впадины // Геология и геофизика. – 1975. – №6. – С. 78-84.

Белова В.А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны. – М.: Наука, 1975. – 142 с.

Лаухин С.А., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Современное состояние реконструкции природой среды на севере Сибири в каргинское время (поздний плейстоцен)// Бюлл. МОИП, серия геолог. – 2012. – том 87. – № 6. – С. 37-48.

Равский Э.И., Голубева Л.В. Эоплейстоцен Тункинской впадины // ДАН СССР. – 1960. – т.135. – № 5. – С. 1207-1210.

Равский Э.И., Алксандрова Л.П., Вангенгейм Э.А. и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. – М.: Наука, 1964. – 280 с.

Astakhov V. Ice Margins of Northern Russia Revised. // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Chapter 25. Development in Quaternary Science. – 2011. – Vol. 25. – Amsterdam: Elsevier. – P. 323-336.

Laukhin S.A. “Warm” stages in the West Siberia Late Pleistocene// Quaternary International. –2011. – Vol.241. – P. 51-67.

Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – Vol. 46. – P. 195-208.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northeastern Eurasia // Quaternary Science Review. – 2004. – Vol. 23. – P. 1229-1271.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Д.Г. Маликов

Томский государственный университет, Томск, Россия, knight_1991@mail.ru

THE STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF NEOPLEISTOCENE LARGE MAMMALS IN THE MINUSINSK DEPRESSION

D.G. Malikov, Tomsk state university, Tomsk, Russia

Минусинская котловина располагается на юге Средней Сибири, и является частью зоогеографической границы между Западной и Средне-Сибирской подобластями Европейско-Сибирской зоогеографической области (Рогачёва, 1988). Поэтому важным представляется изучение истории становления фауны млекопитающих и её связь с геологической историей региона. Впервые обобщение информации о стратиграфическом распространения крупных млекопитающих четвертичного периода сделано В.И. Громовым (1948), в том числе и на основе материалов с территории Минусинской котловины. В дальнейшем эти работы были продолжены рядом авторов (Ермолова, 1972; Вангенгейм, 1977; Форонова, 2009). Однако, детального анализа стратиграфического распространения млекопитающих в регионе, до настоящего времени не проведено.

В настоящей работе предлагается схема стратиграфического распространения крупных млекопитающих неоплейстоцена на территории Минусинской котловины (рис.). В схему включены максимально полные данные о видовом составе крупных млекопитающих на основе материалов собранных и изученных автором, и литературных данных (Громов, 1948; Ермолова, 1972; Абрамова, 1979; Оводов, 1992; Форонова, 2009). В работе принята местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Северо-Минусинской котловины, разработанная на основе изучения отложений Куртакского геоархеологического района (Дроздов и др., 2005). По этой схеме нижняя граница неоплейстоцена располагается в основании талагайкинского горизонта, отложения этого возраста обнаружены в нижней части верхнегорской серии отложений на Бережековском участке Куртакского района.

Фауна раннего неоплейстоцена на территории Минусинской котловины представлена в ряде разрезов в Куртакском районе. На территории Куртака, в отложениях «верхнегорской серии» обнаружены остатки *Equus* ex gr. *sanmeniensis*. Так же на бечёвнике обнаружен зуб *Mammuthus* cf. *trogontherii* (Дроздов и др., 2005) и нижние челюсти *Homotherium* aff. *ultimus* и *Panthera* sp. (*fossilis* ?). В аллювиальных отложениях V надпойменной террасы р. Абакан собраны костные остатки млекопитающих, среди которых определены *Cervus* sp. (*Cervalces* sp.?) и *Equus* aff. *mosbachensis* (Федотов и др., 1998). На основе не многочисленных находок, фауна раннего

неоплейстоцена Минусинской котловины условно соотнесена с вяткинским фаунистическим комплексом Западной Сибири (Шпанский, 2013).

Фауна среднего неоплейстоцена на территории Минусинской котловины представлена в ряде местонахождений в Куртакском районе – Разгол, Бережеково, Усть-Ижуль и др. (Дроздов и др., 2005). Так же местонахождения содержащие остатки фауны среднего неоплейстоцена обнаружены в нижнем течении р. Казыр. В районе Куртака обнаружены остатки *Lepus* sp., *Marmota* sp., *Canis lupus*, *Ursus* cf. *arctos*, *U. savini rossicus*, *Meles* sp., *Mammuthus* cf. *intermedius* (=*M. trogontherii chosaricus*), *E.* ex gr. *mosbachensis-germanicus*, *E.* cf. *hemionus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Cervus elaphus*, *Cervalces* sp.?, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus*, *Ovis ammon*, *O. nivicola*, *Parabubalis pneumacornis*. На р. Казыр обнаружены остатки *M. trogontherii* cf. *chosaricus*, *Equus* sp., *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*, *Cervus elaphus*.

Кроме этого в средненеоплейстоеновых отложениях рч. Шишкин была обнаружена большая берцовая кость *M. trogontherii* cf. *chosaricus*. В окрестностях д. Качулька, в отложениях, предположительно имеющих тобольский возраст, обнаружен зуб *Stephanorhinus* cf. *kirchbergensis*. В дельте р. Тюрим были обнаружены зубы крупной широкопалой лошади (*E. orientalis*), а в золотоносных галечно-глинистых песках, выше прииска Веселого, обнаружен предпоследний нижний коренной зуб слона *M.* cf. *trogontherii*, геологический возраст находок оценен нижней частью среднего неоплейстоцена (Котельников и др., 2013). По присутствию в фауне таких видов как *E.* ex gr. *mosbachensis-germanicus*, *U. savini rossicus*, *M. t.* cf. *chosaricus*, *Cervalces* sp.? фауна среднего неоплейстоцена Минусинской котловины соотнесена с хазарским фаунистическим комплексом Западной Сибири (Шпанский, 2013).

Фауна позднего неоплейстоцена на территории Минусинской котловины представлена во многих местонахождениях. В количественном отношении наиболее представительные материалы происходят с многочисленных палеолитических стоянок (Абрамова, 1979; Мотузко и др., 2010). Однако, видовой состав млекопитающих в этих местонахождениях менее разнообразен, чем в естественных тафоценозах. Более богаты, в видовом отношении пещерные тафоценозы, известные в восточной части котловины (Оводов, 1992). Фауна позднего неоплейстоцена представлена типичными видами мамонтовой фауны: *Lepus timidus*, *L. tolai*, *Marmota sibirica*, *Canis lupus*, *Alopex lagopus*, *Ursus arctos*, *Panthera spelaea*, *Crocuta spelaea*, *Gulo gulo*, *Equus gallicus*, *E.* cf. *hemionus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Cervus elaphus*, *Alces alces*, *Megaloceros giganteus*, *Rangifer tarandus*, *Bison priscus*, *Saiga borealis*, *Ovis ammon*, *M. primigenius* и др. Так же есть единичные находки *Ovibos pallantis*, *Poephagus baicalensis*, *Procapra* cf. *gutturosa*, *Vulpes corsac* и др.

Такой разнообразный фаунистический состав можно объяснить переходным характером фауны, который обусловлен географическим положением котловины на границе Западной и Средне-Сибирской зоогеографических подобластей. В результате этого в фауне региона присутствуют как арктические, так и центрально-азиатские виды. Достоверных отличий в составе фауны ледниковых и межледниковых эпох в регионе не обнаружено. Так, в каргинское межледниковье известны находки представителей типично перигляциальной фауны – *Alopex lagopus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Rangifer tarandus*, *Mammuthus primigenius*, а в период сартанского похолодания находки теплолюбивых лесных видов – *Crocuta spelaea*, *Meles leucurus*, *Capreolus pygargus*.



Схема стратиграфического распространения крупных млекопитающих Минусинской котловины.

На протяжении неоплейстоцена на территории Минусинской котловины установлено обитание двух групп лошадей – крупные широкопалые лошади и относительно крупные грацильные лошади. К первой группе отнесены лошади в литературе описанные как *Equus* (крупн.) sp., *E.* aff. *mosbachensis*, *E.* ex gr. *mosbachensis-germanicus*, *E. orientalis*, *E. gallicus*, *E. germanicus-gallicus*. Ко второй – *Equus* (*Asinus* aut *Hemionus*) sp., *E.* ex gr. *sanmeniensis*, *E. hydruntinus*, *E. hemionus*, *E. ovodovi*. Поскольку лошади живут большими группами и потребляют большое количество пищи, выживание нескольких видов с близкими требованиями к условиям среды, на небольшой территории, затруднительно. Вероятно, наличие двух групп рода *Equus* в регионе связано с их различной экологией. Генетические исследования показали, что куланоподобные лошади Минусинской котловины, ранее относимые к *E. hydruntinus*, являются самостоятельным видом – *E. ovodovi* (Eisenmann, Vasi-

liev, 2011). Поэтому все остатки лошадей, описанные в литературе как *E. hydruntinus* отнесены автором к *E. ovodovi*. До проведения генетического анализа остатков относимых ранее к *E. hemionus*, автор предлагает относить, вместе с *E. ovodovi*, к группе грацильных лошадей. Таксономический статус широкопалых лошадей так же остаётся дискуссионным.

Важным биостратиграфическим репером в регионе является *Saiga borealis*. Наиболее древние остатки сайгака на территории Минусинской котловины отмечены в отложениях казанцевского возраста. Появление сайгака в регионе хорошо согласуется с первым проникновением вида в Восточную Сибирь и Забайкалье. В эти регионы сайгак попал только в позднем неоплейстоцене с представителями мамонтовой фауной (Вангенгейм, 1977), тогда как на территории Западной Сибири остатки сайгака известны с начала среднего неоплейстоцена, совместно с представителями прииртышского и хазарского фаунистических комплексов (Вангенгейм, 1977; Шпанский, 2013). Таким образом, можно предполагать, что расселение *S. borealis* на восток происходило через территорию Минусинской котловины.

На протяжении неоплейстоцена на территории Минусинской котловины произошла смена минимум трёх фаунистических комплексов – вяткинского, хазарского и мамонтового. Их границы в целом соответствуют нижнему, среднему и верхнему звеньям неоплейстоцена.

Список литературы:

Абрамова З.А. Палеолит Енисея. Кокоревская культура. – Новосибирск: Наука. 1979. – 199 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). – М.: Наука, 1977. – 171с.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Труды института геологических наук. Выпуск 64. – М.: АН СССР, 1948. – 521 с.

Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геоархеологического района (Северо-Минусинская впадина). – Красноярск: РИО КГПУ им. В.П. Астафьева, 2005. – 112 с.

Ермолова Н.М. Периодизация памятников палеолита Енисея и Ангары на основании палеонтологических данных // Проблемы абсолютного датирования в археологии. М.: Наука, 1982. – С. 142-146.

Котельников А.Д., Дербан А.Г., Макаренко Н.А. Котельникова И.В., Кривчиков В.А., Максиков С.В. Государственная геологическая карта Российской федерации, 1:200000, лист N-45-XXIV (Балыкса): Объяснительная записка. – С-П.: ВСЕГЕИ, 2013. – 290 с.

Мотузко А.Н., Васильев С.Ю., Вашков А.А., Еленский Ю.Н., Кравченко Е.Н., Орешников И.А. Мамонт и мамонтовая фауна позднего плейстоцена северных районов Минусинской котловины // Материалы VI Международной мамонтовой конференции. Якутск, 2010. – С. 139-149.

Оводов Н.Д. Состав антропогеновой дикой териофауны юга Приенисейской Сибири // Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке. Красноярск. 1992. – С. 190-197.

Рогачёва Э.В. Птицы Средней Сибири. Распространение, численность, зоогеография. – М.: Наука, 1988. – 309 с.

Федотов А.Н., Ладыгин С.В., Измайлова С.А. Сивчиков В.Е., Калинин В.А., Царева Е.В., Лысогорский К.В., Кочеев Ю.Ф. Государственная геологическая карта Российской федерации, 1:200000, лист N-46-XX (Абакан): Объяснительная записка. – С-П.: ВСЕГЕИ, 1998. – 116 с.

Форонова И.В. История фауны крупных млекопитающих юга Сибири в плейстоцене // Труды VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Новосибирск. СО РАН, 2009. – С. 599-601.

Шпанский А.В. Стратиграфическое распространение крупных четвертичных млекопитающих на территории Западной Сибири // Труды VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов-на-Дону. ЮНЦ РАН, 2013. – С. 707-709.

Eisenmann V., Vasiliev S.K. Unexpected finding of a new Equus species (Mammalia, Perissodactyla) belonging to a supposedly extinct sub-genus in late Pleistocene deposits of Khakassia (southwestern Siberia) // Geodiversitas. Paris. – 2011. Vol. 33 (3). – P. 519-530.

ЧАГЫРСКАЯ ПЕЩЕРА КАК МНОГОСЛОЙНЫЙ ОБЪЕКТ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЛИТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

С.В. Маркин[1], В.С. Зыкин[2], В.С. Зыкина[2]

[1] *Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия,* markin@archaeology.nsc.ru

[2] *Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,* zykin@igm.nsc.ru

CHAGYRSKAYA CAVE AS MULTILAYER OBJECT OF THE MIDDLE PALEOLITHIC OF THE NORTH-WESTERN ALTAI

S.V. Markin, Institut archaeology and ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia;
V.S. Zykin, V.S. Zykina, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Одной из проблем современного палеолитоведения Южной Сибири является реконструкция среднепалеолитической культуры Алтая – представителя одного из регионов азиатского мира культур, распределенной на шкале хронологии заключительных этапов верхнего плейстоцена, с реконструкцией культурных нормативов, их вариабельности и антропологических особенностей ее носителей. Актуальным в этом направлении яв-

ляется определение пространственно-временных границ сибирячихинского среднепалеолитического варианта, представленного технокомплексами из многослойных пещер Окладникова и Чагырская.

Чагырская пещера, расположенная в среднегорном северо-западном Алтае, приурочена к левому борту долины р. Чарыш, дренирующему отроги северного склона Тигирекского хребта. Карстовая полость, имеющая северную экспозицию, расположена на высоте 25 м над уровнем реки. Своей приустьевой частью она выходит на вертикальную поверхность уступа фрагмента цокольной террасы высотой 50-60 м., сложенной нижнесилурийскими известняками чагырской свиты. На горизонтальной поверхности террасы, над пещерой, встречается окатанная галька и обломки валунов кристаллических пород. Пещера имеет два зала, площадью около 130–134 кв. м, один из которых дает начало трем почти полностью погребенным горизонтальным и вертикальным галереям. Разрезы рыхлой толщи пещеры, мощностью до 3,6 м включают следующие литологические образования: суглинок лёгкий опесчаненный, серого, темно-серого цвета, некарбонатный, слабо уплотнен, содержит много мелкой окатанной гальки, щебёнки, отмечается глиняный песок (слой 1); галечник серый хорошо окатанный, плохо сортированный, включает мелкие валуны и фрагменты известняка, скрепленные опесчаненым суглинком и глиняным песком (слой 2); суглинок лёгкий опесчаненный, карбонатный, пестроокрашенный, в верхней части серый, средняя часть имеет коричневато-серый цвет, сменяющийся у основания на желтовато-серый. Слой содержит много мелкой гальки, щебёнки и обломков карбонатных пород (слой 3); алеврит серый, комковатый, плохо сортированный, с большим количеством глиняного песка и гравия, состоящего из зерен лёсса и почвы, встречаются мелкие, реже крупные, обломки известняка и мелкая галька (слой 4); суглинок опесчаненный, коричневато-серый, с белесым оттенком, более плотный, чем вышележащие слои, встречается много глиняного песка, слабо карбонатный (редкие пятнышки и тонкие прослои), слабо пористый, включает мелкую щебёнку, гальку и обломки известняков. Вокруг обломков горных пород и галек отмечается шлировая структура. В кровле части слоя выделяется небольшой прослой более плотного суглинка, опесчаненного, светло-коричневого цвета, обогащенного глиняным песком. Цвет прослоя, вероятнее всего, обусловлен содержанием большего количества полуторных окислов и глинистой фракции. В слое встречаются норы землероев, заполненные суглинком из слоя 1 и 3 (слой 5); суглинок опесчаненный, серовато-коричневый, более темный и плотный, чем выше лежащий, карбонатный, пористый, изобилует наличием большого количества обломков известняка различного размера, окатанной гальки. Верхняя граница слоя в виде волнистой линии и клинообразных углублений, нижняя более ровная, неотчётливая. Встречаются норы землероев, заполненные суглинком из слоя 3. В слое отмечается неясная слоистость, ориентированная вдоль по падению слоя, связанная вероятно с мерзлотными процессами (слой 6а); суглинок опесчаненный, коричневато-серый, плотнее вышележащего, менее пористый, слабо карбонатный, отмечается глиняный песок плохо сортированный, преимущественно мелкозернистый. Наблюдается шлировая структура, свидетельствующая о развитии мерзлотных процессов при его седиментации. Встречаются в меньшем количестве обломки известняка, галька, щебень небольшого размера и дресва. Отмечаются норы землероев (слой 6б); суглинок опесчаненный близкий по цвету к вышележащему, но с более интенсивным серым оттенком, слабо карбонатный, слабо пористый, содержит небольшое количество обломков кристаллических горных пород, мелкой гальки, щебня и дресвы, присутствуют окатанные зерна кварца размером крупного песка и мелкого гравия, отмечаются норы землероев (слой 6в/1); суглинок желтовато-зеленого цвета, прослеживается в ложбинообразном понижении и оконтурен супесью желтовато-зелёного цвета мощностью, включающей горизонтально ориентированные по склонам ложбинки щебень, гальку. Ниже этого прослоя понижение заполнено суглинком лёгким пепельно-серого цвета, некарбонатным, рыхлым, в котором отмечаются обломки пород, галька, (слой 6в,2); суглинок черный, преимущественно глиняный, плотный, грубозернистый, плохо сортированный, состоящий из окатанных зерен черной монтмориллонитовой глины, включающий зерна кварцевого песка и мелкую слабо выветрелую гальку кристаллических пород. Встречаются зеркала скольжения (слой 7а); суглинок красновато-коричневый, плотный, глиняный, плохо сортированный, разнозернистый, слабо окатанный, в нижней части с обильной мелкой галькой (слой 7б); суглинок коричневато-серый, темный, плотный, грубозернистый, плохо сортированный, преимущественно глиняный, с большим количеством хорошо окатанной гальки кристаллических пород и обломков валунов, кусочков глин, зерен кварца, разложившегося известняка (слой 7в); черная корка, повидимому, окислов Mn, очевидно, перекрывающая коренные породы дна пещеры (слой 8).

В составе заполнителя пещеры выделяются голоценовые (сл. 1–4) и плейстоценовые образования. Голоценовые осадки включают слой (2) плохо сортированного, хорошо окатанного галечника, происхождение и переотложение которого в пещеру через карстовые воронки и вертикальные полости, связано с разрушением поверхности вышележащей цокольной террасы. Между голоценовыми и нижележащими отложениями существует значительный перерыв в осадконакоплении. Плейстоценовые образования отчетливо делятся на две части. Верхняя часть сложена, преимущественно, субаэральными осадками, в которых выделяются два горизонта (слой 5 и слои 6а, 6б, 6в/1,6в/2) лессовидных отложений. Шестые слои содержат среднепалеолитические технокомплексы. Согласно выполненным AMS ^{14}C датировкам, определенным в Центре археометрии Курта Энгельхорна в Манхейме (Германия) по различным костям *Bison sp.*, некоторые из которых имеют признаки воздействия на них каменными артефактами, возраст кровли слоя 6а определяется в значениях >49000 л. н. (MAMS 14957), средней части слоя 6б – >49000 л. н. (MAMS 14958), его подошвы – >49000 л. н. (MAMS 14959), >52000 л. н. (MAMS 14353, MAMS 14354), кровли слоя 6в/1 – 45672±481 л. н. (MAMS 13033), >49000 л. н. (MAMS 14960), >52000 л. н. (MAMS 14355), его средней части – 48724±692 л. н. (MAMS 13034) и подошвы – 50524±833 л. н. (MAMS 13035), >49000 л. н. (MAMS 14961, MAMS 14962, MAMS 14963), >52000 л. н. (MAMS 14356, MAMS 14357, MAMS 14358), слоя 6в/2 – >49000 л. н. (MAMS 14964). Приведенные AMS даты, свидетельствуют, что углеродный возраст суглинков может соответствовать отрезку времени, приходящемуся на конец 4 и границу 4 и 3 стадий океанической шкалы. По результатам палеомагнитных исследований вскрытые осадки пещерной толщи находятся в хроне Брюнес (Деревянко и др., 2013а).

Остатки мегафауны (*Canis lupus, Vulpes vulpes, Crocuta spelaea, Equus (E.) ferus, E. (Sussemionus) ovodovi, E. ovodovi/ferus, Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Rangifer tarandus, Bison priscus, Capra sibirica, Ovis ammon, Capra/Ovis)*, из шестых слоев представлены видами, адаптированные к степным, лесостепным и скальным местам обитания (Васильев, 2013). Среди мелких млекопитающих выделяются остатки *Lemmus sibiricus* и *Eolagurus luteus*, которые являлись типичными элементами перигляциальной фауны Евразии, и соответствовали периодам наибольшего похолодания или оледенения. По данным палинологической записи реконструируются степные условия времени формирования слоев 6а, 6б и 6в/1 и, возможно, холодных листопадных лесов в период накопления слоя 6в/2 (Рудая, 2013).

Из суглинистых образований шестых слоев происходят индустрии, основанные на местных породах руслового аллювия р. Чарыш (осадочные, роговики, эффузивы, яшмоиды). Наборы каменных артефактов, ориентированные на развитие мустьерских черт, представлены, прежде всего, разнообразными скреблами – простые одинарные продольные и поперечные формы, двойные конвергентные и дивергентные, диагональные и др. Реже встречаются остроконечники, зубчато-выемчатые изделия. Характерной особенностью технокомплексов являются представительные наборы угловатых орудий, включая обушковые разновидности. Определение производственного фактора Чагырской пещеры основано на характере фракционирования кремневых остатков. В индустриях всех слоев характерно небольшое количество свидетельств о расщеплении исходного сырья в пределах стоянки. Допустимо предположить, что апробирование и начальная обработка горных пород, проводилась человеком в основном вне пещеры, на русловых галечниках Чарыша. Возможно, пещера представляла стоянку длительного обитания, где осуществлялась разделка и обработка охотничьей добычи. Среди фаунистических остатков большинство принадлежит бизону, что предполагает не только активное использование ископаемым человеком биоресурсов различных ландшафтных зон, но и специализацию его охотничьей деятельности.

В целом анализ каменного инвентаря из шестых слоев пещеры наряду с индустриями из пещеры Окладникова (Деревянко, Маркин, 1992) допускает выделение сибирячихинской разновидности регионального среднего палеолита (Деревянко и др., 2013б). Носителями культурных норм данного варианта являются представители одной видовой среды. Из обеих пещер происходят остатки относящиеся к неандертальскому антропологическому типу (Медникова, 2011, 2013; Viola et al, 2012; Бужилова, 2013). Материалы варианта сопоставимы с мустьерскими индустриями Восточного Средиземноморья, Центральной и юга Восточной Европы.

Список литературы:

Бужилова А.П. Одонтологические материалы из среднепалеолитических слоев алтайских пещер // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 1 (53). – С. 55-65

Васильев С.К. Фауна крупных млекопитающих из плейстоценовых отложений Чагырской пещеры (Северо-Западный Алтай) по материалам раскопок 2007 – 2011 годов. // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 1 (53). – С. 28-44

Деревянко А.П., Маркин С.В. Мустье Горного Алтая (по материалам пещеры им. Окладникова). – Новосибирск: Наука, 1992. – 224 с.

Деревянко А.П., Маркин С.В., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С., Сизикова А.О., Солотчина Э.П., Смолянинова Л.Г., Антипов А.С. Чагырская пещера – стоянка среднего палеолита Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. – – 2013а. – № 1 (53). – С. 2-27.

Деревянко А.П., Маркин С.В., Шуньков М.В. Сибирячихинский вариант среднего палеолита Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013б. – № 1 (53). – С. 89–103

Медникова М.Б. Локтевая кость представителя рода *Homo* из Чагырской пещеры на Алтае (морфология и таксономия) // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 1 (53). – С. 66–78

Медникова М.Б. Посткраниальная морфология и таксономия представителей рода *Homo* из пещеры Окладникова на Алтае – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2011. – 128 с.

Рудая Н.А. Природные условия времени заселения древним человеком Чагырской пещеры (Алтай) // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 1 (53). – С. 45–54

Viola B.Th., Markin S.V., Buzhilova A.P., Mednikova M.B., Dobrovolskaya M.V., Le Cabec A., Shunkov M.V., Derevianko A.P., Hublen J.-J. New Neanderthal remains from Chagyrskaya Cave (Altai Mountains, Russian Federation) // American Journal of Physical Anthropology. – 2012. – Vol. 147. – Suppl. 54. – P. 293–294.

ОСТАТКИ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ В КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Н.В. Мартынович[1], Г.В. Гришанов[2]

[1]*Музей Мирового океана, Калининград, Россия,* martynovichn@mail.ru,

[2] *БФУ им. И. Канта. Калининград, Россия,* GGrishanov@kantiana.ru

THE REMAINS OF THE MAMMOTH FAUNA IN THE KALININGRAD REGION

N.V.Martynovich, Museum of World Ocean, Kaliningrad, Russia;

G.V. Grishanov, Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia

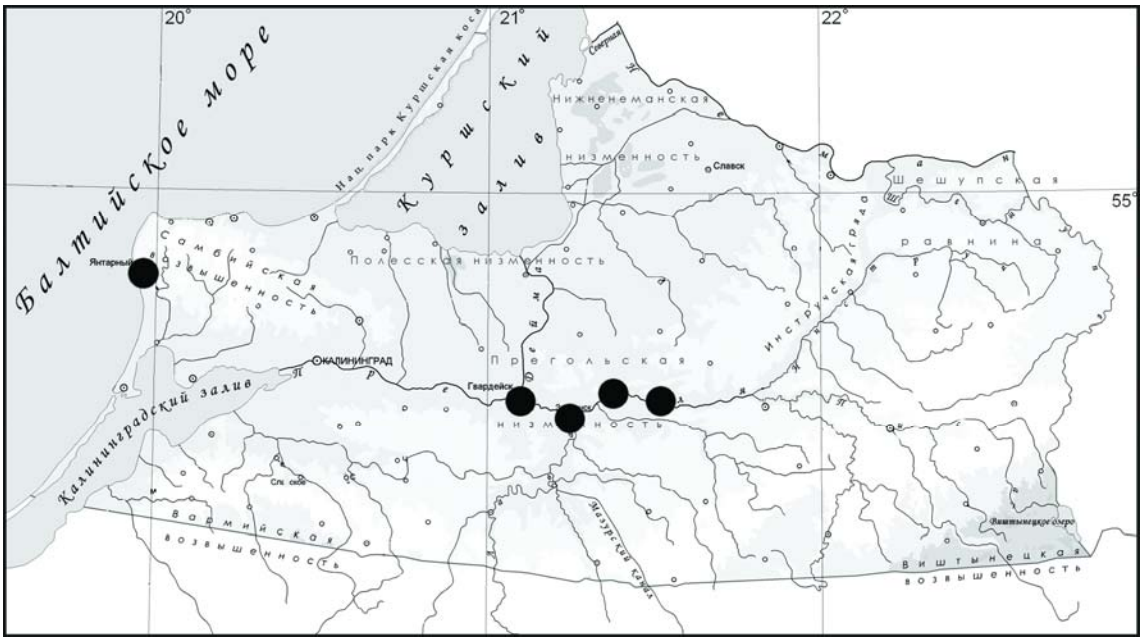
Как известно, мамонтовая фауна или мамонтовый фаунистический комплекс, ядро которого в Евразии сформировали *Mammuthus* и *Coelodonta* (например, Kahlke, 2013), — это несколько видов характерных крупных млекопитающих, обитавших в позднем плейстоцене во внетропической зоне Евразии и Северной Америки в

особых ландшафтах – тундростепях, существовавших весь период оледенения и смещавшихся в соответствии с изменениями границ ледника. На территории современной Калининградской области, в Центральной Европе, также известны остатки крупных позвоночных ледникового периода, и их находки в последнее время носят регулярный характер.

В 1871 году в Велау (Wehlau, ныне – Знаменск) при строительстве железнодорожного вокзала был найден зуб мамонта (Grenz, 1988). Вероятно, это одна из первых находок, отраженных в публикациях по данной теме. Иных датированных остатков мамонтов, обнаруженных на территории современной Калининградской области, до сих пор нет, хотя по соседним и близлежащим странам Балтийского региона – Швеции, Дании, Германии, Польше, Литве, Латвии, Эстонии, Финляндии опубликованы обзоры калиброванных дат (например, SommerR.S.&Benecke, 2009; Ukkonenetal., 2011). В фондах Музея Мирового океана хранится зуб молодого мамонта, найденный в 2011 году песчаном карьере у поселка Сиреневка Черняховского района (ММО 2 № 3357), а в собрании Калининградского областного историко-художественного музея есть два зуба молодых мамонтов и фрагмент бивня из центральной части области.

В песчаных карьерах при добыче песка промышленным способом (например, в Пушкаревском карьере у села Талпаки Гвардейского района) находки костей четвертичных крупных млекопитающих отмечаются регулярно. В июле 2014 года в Музей Мирового океана поступил небольшой фрагмент таза мамонта. В ноябре-декабре этого же года на кафедру экологии и биоразнообразия БФУ им. Канта доставили несколько фрагментов костей из этого карьера, обнаруженных на глубине в несколько десятков метров. Кроме фрагментов костей и бивней мамонта, там же были обнаружены кости кабаллоидной лошади в виде полного астрагала и, самое интересное, – полная третья левая запястная кость шерстистого (?) носорога, находка которого на территории Калининградской области, вероятно, первая из научно документированных. Сохранность крупных костей фрагментарна, наиболее вероятно, что они были перенесены, переотложены с вмещающими отложениями.

Современный рельеф региона был сформирован в результате деятельности последнего ледника с последующим размывом и переотложениями моренных и флювио-гляциальных осадков. Наиболее распространенными ледниковыми формами рельефа в регионе являются конечно-моренные гряды, моренные плато, камы, зандровые равнины. В пределах почти всех этих форм заложены карьеры по добыче строительного материала – камня, песка, гравия, глин (Орленок, 1995). На карте (рис.) отмечены известные авторам находки мамонтовой фауны в Калининградской области, большая часть их связана с песчаными выходами (карьерами?) по долине реки Преголи, одной из главных водных артерий региона.



Места находок зубов и костей мамонтов на территории Калининградской области.

Традиционно считается, что на территории современной Калининградской области мамонты или не обитали, или не были многочисленны, поскольку эта территория была занята ледником, а немногочисленные кости мамонтов были принесены, как и моренные валуны, периодически отступающим ледниковым панцирем. К тому же и археологические изыскания древностей, предпринятые со второй половины XIX века, не принесли обилия артефактов эпохи палеолита. Немногочисленные находки связывались с поздним ледниковьем и ранним пост-ледниковьем, а одной из первых палеолитических находок считается обработанный рог северного оленя, обнаруженный на территории современного Славского района (Тимофеев, 2003).

Интрига усиливается тем, что в фондах Музея Мирового океана недавно был определен M^2 зуб ранней формы мамонта, найденный в карьере у пос. Янтарный (ММО 1/5 №1544-1). Такого же морфологического облика M^3 зуб (6-7 пластин на 10 см, высота, средняя толщина эмали в 3 – 3, 2 мм), впечатляющей сохранности, найденный у г. Гвардейска, был недавно доставлен в Музей Мирового океана.

Возможно, кости и зубы древних млекопитающих связаны с четвертичной мегафауной, которая обитала на территории современной Калининградской области до наступления последних покровных оледенений (например, Clark&Mix, 2002, Bitinas, 2012) многие десятки тысяч лет тому назад. Ответы на эти очень интересные вопросы могут дать новые находки и всестороннее изучение материалов, включая радиоуглеродное датирование, а также комплексное изучение песчаных местонахождений в карьерах.

Авторы благодарят за консультации и помощь главного архивиста Государственного архива Калининградской области А.П. Бахтина, к.б.н. С.К. Васильева (ИАиЭТ СО РАН, Новосибирск) и к.б.н. П.А. Косинцева (ИЭРиЖ УРО РАН, Екатеринбург), заведующую отделом природы Калининградского областного историко-художественного музея М.А. Попову.

Список литературы:

Орленок В.В. Геология // География Калининградской области. – Калининград. 1995. – С.33-34.

Тимофеев В.А. История изучения памятников каменного века на территории Калининградской области в довоенный период // Проблемы Балтийской археологии. Сб. научн. трудов. Вып.1. Калининград. – 2003. – С. 4-13.

Bitinas A. 2012. New insights into the last deglaciation of the south-eastern flank of the Scandinavian Ice Sheet // Quaternary Science Reviews. – Vol. 44. – 2012. – P. 69 – 80.

Clark P.U., Mix A.C. 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. – Vol. 21. – 2002. – P. 1–7.

Grenz von Dr. Rudolf. Der Kreises Wehlau in vorßund Frühgeschichtlicher Zeit// Heimatbuch des Kreises Wehlau. –1988.– Leer. – S.26.

Ukkonen P., Aaris-Sørensen K., Arppe L., Clark P.U., Daugnora L., Lister A.M., Lõugas L., Seppä H., Sommer R.S., .J. Stuart A.J., Wojtal P., Zupin P. 2011. Woolly mammoth (Mammuthusprimigenius Blum.) and its environment in northern Europe during the last glaciations //Quaternary Science Reviews. – Vol. 30. – 2011. – P. 693-712.

Kahlke R-D. 2013. The origin of Eurasian Mammoth Faunas (Mammuthus – Coelodonta Faunal Complex)// Quaternary Science Reviews. – 2013. – P. 1-18.

Sommer R.S. & Benecke N. 2009. First radiocarbon dates on woolly mammoth (Mammuthusprimigenius) from northern Germany // Journal of Quaternary Science. – 2009. – Vol. 24(8). – P. 902–905.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА В БАССЕЙНЕ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ

Т.И. Марченко-Вагапова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, Россия, marchehko@geo.komisc.ru

PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE UPPERPLEISTOCENE DEPOSITS IN THE VYCHEGDA RIVER BASIN, THE EUROPEAN NORTH OF RUSSIA

T.I. Marchenko-Vagapova, Institute of Geology of Komi Sci. Center of UB RAS, Syktyvkar, Russia

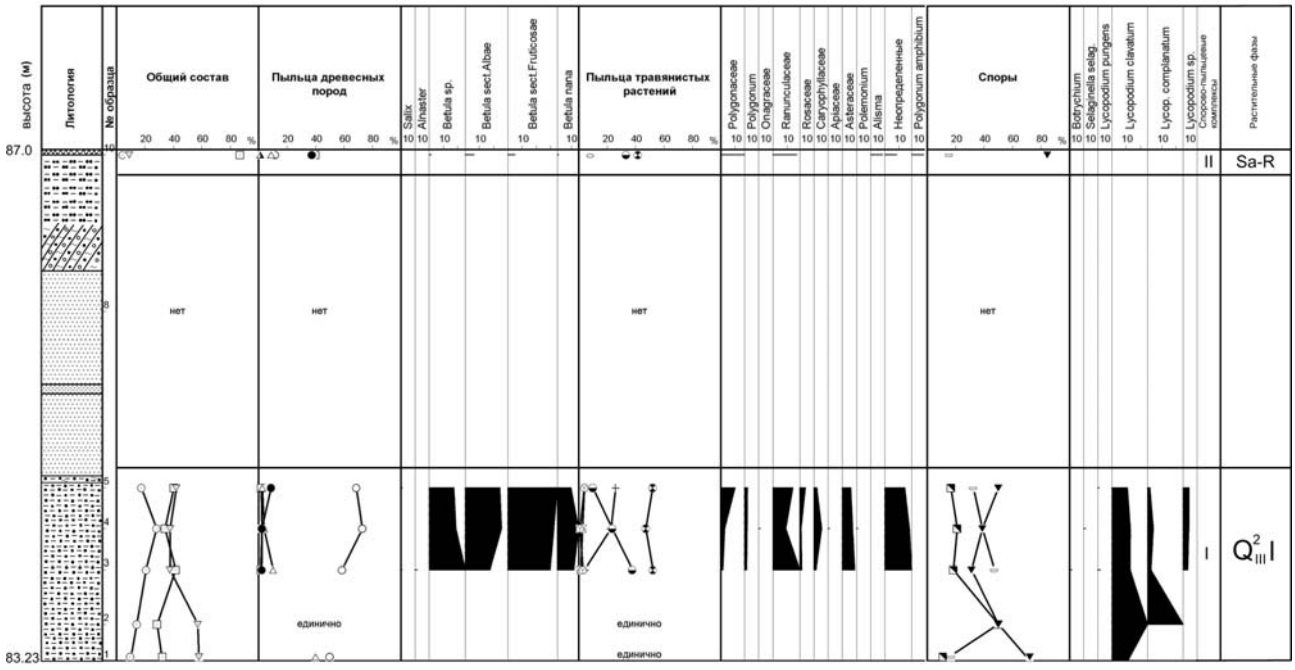
В настоящее время продолжительность верхнего плейстоцена оценивается в 125 тыс. лет. Исследователи традиционно признают началом позднего плейстоцена микулинское (сулинское) межледниковье Русской равнины (изотопно-кислородная стадия икс -5) или эемское межледниковье для Западной Европы. На продолжительность микулинского межледниковья существуют два мнения. Часть исследователей считают, что межледниковье охватывает всю эпоху стадии 5 длительностью около 56 тыс. лет (128-72 тыс. лет) и представляет собой сложное палеогеографическое событие ранга крупного межледниковья, состоящее из цепи потеплений и похолоданий (Молодьков, 2005). Другие считают его объем незначительным, около 10-13 тыс. лет и охватывающим только события климатического максимума изотопной подстадии 5е (Величко, Бараш и др, 1984; Свиточ, 2000), а подстадии 5d–5a уже относят к раннему валдаю. М.А. Левитан, Ю.А. Лаврушин, Р. Штайн (2007) считают, что целесообразно данный этап (5d–5a), длительностью около 40 тыс. лет, выделить в стратиграфической схеме в позднеэемское или эоранневалдайское подразделение, предшествующее калининскому (лайскому) оледенению. Природные события этих изотопных стадий отличаются значительной изменчивостью климата, последовательной сменой относительно теплых и холодных этапов, выделяются ряд стадиалов и межстадиалов. В северо-западной части Европейской России для этого времени известны курголовский стадиал, верхневолжский межстадиал, килешенский стадиал, тосненский межстадиал, бологовский стадиал, березайский межстадиал и едровский стадиал (Малаховский, Спиридонова, 1981).

Отложения микулинского межледникового горизонта на Европейском севере России представлены континентальными фациями: аллювием, озерно-болотными отложениями, а на севере Печорской низменности морскими осадками: глинами, песками, галечниками. Палинологически отложения микулинского периода изучены достаточно хорошо (Бердовской, 1976; Лосева, Дурягина, 1983а, 1983б, 1987, 1989). Выявлено, что спорово-пыльцевые комплексы соответствуют палинологическим критериям определения возраста, выделенным для микулинского межледниковья (Дурягина, Коноваленко, 1993). Спецификой палинологических диаграмм этого времени для района исследований является то, что в период климатического оптимума не во всех разрезах отмечаются максимумы хвойных пород и отсутствуют максимумы пыльцы ольхи и лещины, которые характерны для центральных и западных районов Русской равнины. Им также соответствует невысокое (до единичного) процентное содержание лещины и других широколиственных элементов. Климатический оптимум выражен

бореальной растительностью, представленной березовыми (в основном березы sect. *Albae*) и березово-еловыми лесами, присутствием единичной пыльцы широколиственных пород – дуба, вяза, липы, лещины, граба, а также *Osmunda cinnamomea* L. Климат микулинского времени был теплее современного, умеренно-теплый и умеренно-влажный, в результате чего бреальные леса с участием широколиственных пород простирались до самого побережья.

Отложения ранневалдайского (лайского) возраста в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе распространены ограниченно. Они вскрываются в береговых обрывах рек, залегают на вычегодской морене и микулинских отложениях, перекрываются обычно современными образованиями. Осадки представлены перигляциально-аллювиальными галечниками и песками с многочисленными псевдоморфозами по морозобойным клиньям, другими криогенными текстурами. Обычно возраст устанавливается по палинологическим данным отложений, подстилающих их, или по костным остаткам копытных леммингов. Состав фауны грызунов указывает на то, что северная часть региона представляла собой кустарниковую тундру, а в более поздний интервал лайского времени климат стал суровее, и осадконакопление происходило в условиях арктической тундры. В южной части Тимано-Печоро-Вычегодского региона (в долине р. Вычегды) климат был теплее, поскольку наряду с холодолюбивыми видами леммингов в перигляциальном аллювии здесь присутствуют остатки более теплолюбивой фауны со значительным участием серых полевок (Кочев, 1993) .

Имеется небольшое количество палинологических данных, которые характеризуют изменение растительности и климата в данный период. Так по данным Г.Н.Бердовской (1971), Э.И.Лосевой и Д.А.Дурягиной (1976), Л.Н.Андреичевой (2002), для ранневалдайского времени на севере Тимано-Печоро-Вычегодского региона была характерна растительность типа современной тундры. Участие древесных пород в составе растительных комплексов было незначительным или они вовсе отсутствовали. В составе растительности отмечены карликовая, кустарниковая березы, ивы, ольховник. На значительных пространствах были распространены осоковые и пушицевые ассоциации, принимали участие представители перигляциальных флор. В составе споровых растений встречены тундровые и лесотундровые элементы. Климатические условия этого времени были холодными и влажными.



Спорово-пыльцевая диаграмма отложений в обн. Семуково-27 р. Вычегда.

Проведено палинологическое исследование отложений в обн. Семуково-27 р. Вычегды. Здесь в основании разреза залегают плотные алевриты (мощностью 1.35 м), их перекрывает полутораметровая толща песков мелкозернистых. Выше лежит слой морены (0.3 м) суглинистой, серой с небольшим количеством обломочного материала, переходящий в супесь (мощностью 0.6 м). Из песков получена датировка ОСЛ 94±10.0 тыс. лет (RLQG 2129-123). Спорово-пыльцевые комплексы (рисунок) изучены в алевритах.

Период характеризуется максимумом пыльцы берез (50-60%), в первую очередь *Betula* sect. *Fruticosae* и небольшой примесью пыльцы хвойных пород ели *Piceae* sp. и сосны *Pinus sylvestris.* Среди травянистых растений преобладают злаки и полыни. Среди споровых господствуют папоротники из сем. Polypodiaceae и сфагновые мхи. Достаточно велико присутствие плаунов сем. Lycopodium, особенно *Lycopodium clavatum* – до 13%. Единично встречены споры *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides.* Комплекс отражает развитие разреженных лесных сообществ – березовых, сосново-березовых редколесий и разнообразных кустарниковых группировок. Наряду с болотными и луговыми формациями участвуют и ксерофитные перигляциальные сообщества. Климат сухой и холодный.

Таким образом, полученные палинологические комплексы можно отнести к эоранневалдайскому или позднеэемскому периоду. Они характеризуют изменение растительности и климата, происходившее на пере-

ходном этапе между микулинским межледниковьем и верхневалдайским периодом и отражают распространение на территории лесотундры и кустарниковой тундры.

Список литературы:

Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. –322с.

Бердовская Г.Н. Палинологическая характеристика плейстоценовых отложений района нижней Печоры и ее значение для стратиграфии. Автореф канд. дис. – Л., 1971. – 25 с.

Бердовская Г.Н. Палинологические комплексы плейстоценовых отложений района Нижней Печоры/ Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода, – М.: Наука. – № 45. – 1976. – С. 125-129.

Величко А.А., Бараш М.С., Гричук В.П., Гуртовая Е.Е., Зеликсон Э.М. Климат северного полушария в эпоху последнего микулинского межледниковья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. –1984. – №1. –С. 5-18

Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена Северо-Востока европейской части России. – СПб.: Наука, 1993. – 124 с

Кочев В.А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европейской части России и их стратиграфическое значение. – СПб.: Наука, 1993. – 112 с.

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях субарктики в течении последних 130 тыс. лет. – М.:ГЕОС, 2007. – 404с.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Палеоботаническое обоснование расчленения кайнозойских отложений Центрального Пай-Хоя /Палеонтология фанерозоя Севера европейской части СССР. –Сыктывкар, 1983а. – С. 56-68. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып.43).

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Возраст верхнекайнозойских отложений по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов на Северо-Востоке европейской части СССР / Геология и полезные ископаемые европейского северо-востока СССР. – Сыктывкар, 1983б. – С.25-26 (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 44).

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Плейстоценовые озерные отложения на крайнем Северо-вотоке европейской части СССР / Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского Северо-Востока СССР. – Сыктывкар, 1987. – С. 138-141. (Тр. X геол. конф. Коми АССР).

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Расчленение четвертичной толщи в северо-западном Притиманье/ Биостратиграфия фанерозоя Тимано-Печорской провинции. – Сыктвкар, 1989. – С.62-74 (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО АН СССР; вып.73).

Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А. О нижневалдайских отложениях и некоторых вопросах палеогеографии последнего оледенения северо-запада Русской равнины / Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. – Апатиты, 1981, – С. 62-71.

Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст палеоклиматических событий последних 200 т.л. (по результатам палинологического и ЭПР анализов) / Материалы XI Всероссийская палинологическая конференция «Палинология: теория и практика». –Москва, 2005.

Свиточ А.А. Корреляция природных событий позднего плейстоцена (метод палеогеографических реперов) / Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена – М.: МГУ, 2000. – С. 97-127.

ИНТЕНСИВНОСТЬ СОВРЕМЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ БЕЛАРУСИ

А.В. Матвеев, В.П. Зерницкая

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь, matveyev@nature.basnet.by

INTENSITY OF MODERN TRANSFORMATION OF THE EARTH SURFACE OF BELARUS

A.V. Matveyev, V.P. Zernitskaya, Institute for Nature Management NAS of Belarus. Minsk, Belarus

Общеизвестно, что современное преобразование земной поверхности протекает под влиянием трех основных классов рельефообразующих процессов – эндогенного, экзогенного и техногенного. Эндогенные процессы (вертикальные и горизонтальные движения земной коры, сейсмичность) на территории региона характеризуются относительно небольшой интенсивностью. По данным измерений на геодинамических полигонах (Матвеев, Нечипоренко, 2001; Матвеев и др., 2002) скорости современных вертикальных движений варьируют преимущественно в интервале от минус 3 мм/год до плюс 1 мм/год, а в зонах разломов могут достигать 20 мм/год и более. Горизонтальные перемещения измеряются 42-52 мм/год. При этом необходимо подчеркнуть, что направление перемещения земной поверхности может меняться от года к году, а иногда и чаще. Поэтому за относительно продолжительный период суммарная амплитуда движений не превышает обычно 1 мм в вертикальной плоскости и несколько более по горизонтали. Что касается сейсмичности территорий, то, по данным Р.Е. Айзберга и др. (1997), сотрясаемость на основной площади не превышает 5 баллов, хотя выделяются зоны, в пределах которых этот показатель может возрастать до 6-7 баллов. В целом проявление эндогенных процессов не приводит к заметным изменениям земной поверхности. Известен только один случай, когда во время землетрясения 1908 г. в районе г.п. Островец возникла трещина в земной поверхности протяженностью до 1 км (Боборыкин и др., 1993).

В отличие от эндогенных процессов проявления экзогенного и техногенного морфогенеза могут заметно влиять на облик земной поверхности (овраги, балки, эоловые гряды и холмы, просадки, обвалы, оползни, отвалы, русла каналов и т.д.). Для оценки интенсивности этих процессов автор использовал не морфологические

характеристики создаваемых форм рельефа, а такой показатель как масса отложений, перемещаемая различными геоморфологическими агентами в течение года на площади в 1 км^2.

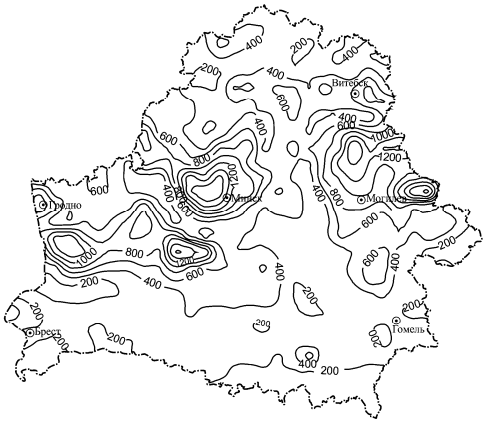
Для вычисления этого показателя использовались количественные данные по проявлению эрозии временных и постоянных линейных водотоков, плоскостных потоков, пыльных бурь, карстовых, суффозионных процессов, озерной седиментации, накоплению торфа, подземной химической денудации и массе отложений (грунтов), перемещаемых при различных видах хозяйственной деятельности.

Для получения необходимых характеристик и оценки современной трансформации земной поверхности среднемасштабная карта территории региона была разбита на 553 квадрата площадью 400 км^2 каждый (вдоль государственной границы в эти квадраты частично попадают территории соседних государств).

По каждому из процессов рассчитывались средние значения их интенсивности, которые помещались в центры квадратов и затем с помощью соответствующей компьютерной программы строились карты в изолиниях. Особо следует подчеркнуть, что кроме перечисленных выше процессов преобразования рельефа на территории региона проявляются и другие виды денудации (гравитационные, элювиальные, криогенные и абразионные). Однако, их доля в суммарном перемещении материала на земной поверхности невелика (до 1-2%), а учитывая сложность картирования и расчетов интенсивности этих процессов, их количественная характеристика не проводилась.

Для интегральной оценки современной трансформации земной поверхности в каждом квадрате суммировались значения интенсивности наиболее распространенных видов экзогенного и техногенного морфогенеза, а затем была составлена соответствующая карта (рис.). Судя по этой карте и выполненным расчетам, особенности трансформации рельефа могут быть оценены массой переносимого материала, которая варьирует в основном в интервале 200-1200 т/км^2/год при минимальных и максимальных значениях соответственно около 60 т/км^2/год и 2000-2100 т/км^2/год. Эти данные позволяют заключить, что на территории региона в течение года перерабатывается (перемещается) слой отложений преимущественно толщиной 0,1-0,7 мм при общих колебаниях от 0,03 мм до 1,2 мм. Для сравнения приведем рассчитанные значения естественной денудации равнин СССР, равные 0,005-0,025 мм/год (Эрозионные процессы, 1984).

Вклад в величину общей трансформации земной поверхности естественных (экзогенных) процессов оценивается преимущественно 100-900 т/км^2/год (до 2000 т/км^2/год), то есть в течение года перерабатывается слой отложений мощностью 0,05-0,5 мм (минимальные и максимальные значения соответственно составляют 0,008-0,022 мм и 1,1 мм).



Количественная характеристика интенсивности современного преобразования земной поверхности (т/км^2/год).

Масса отложений (грунтов), перемещаемых техногенными процессами, в основном варьирует в интервале 150-300 т/км^2/год (от 45 до 450 т/км^2/год). Эти данные в пересчете на всю площадь региона позволяют заключить, что в процессе деятельности человека ежегодно смещается слой отложений мощностью 0,08-0,16 мм при минимальных и максимальных значениях 0,01 мм и 0,24 мм.

Сопоставление выполненных расчетов показывает, что соотношение естественных и техногенных факторов в трансформации земной поверхности заметно варьирует по площади региона. В частности, доля техногенной составляющей в северной части страны в преобразовании земной поверхности несколько превышает 50%, а на значительных площадях Белорусского Полесья составляет более 80%. В противоположность этому естественная трансформация земной поверхности играет основную роль в центральной части Беларуси. Подобное соотношение различных факторов в изменении земной поверхности вполне объясняется различиями в строении рельефа. Наибольшие значения активности экзогенных процессов тяготеют к геоморфологической области Центрально-белорусских возвышенностей и гряд, что связано со значительными колебаниями абсолютных отметок рельефа, достаточно широким распространением легкоразмываемых и выщелачиваемых отложений (лессовидных супесей и суглинков, реже меловых пород). Рельеф северной и южной Беларуси более выположен, здесь обширные пространства заболочены, поэтому интенсивность естественных рельефообразующих процессов в основном понижена, а основное преобразование поверхности происходит под влиянием хозяйственной деятельности (мелиорация, строительство, добыча полезных ископаемых).

Список литературы:

Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Сафронов О.Н. Сейсмотектоника Беларуси и Прибалтики // Літасфера. – 1997. – № 7. – С. 5–18.

Боборыкин А.М., Гарецкий Р.Г., Емельянов А.П., Сильдвээ Х.Х., Сувейздис П.Я. Землетрясения Беларуси и Прибалтики // Современное состояние сейсмических наблюдений и их обобщений. – Минск, 1993. – С. 29–39.

Матвеев А.В., Ковалев А.А., Нечипоренко Л.А., Шишонок Н.А., Кононович С.И., Чибуркус Ю.Н. Современные горизонтальные движения земной коры на территории Воложинского и Солигорского полигонов (Беларусь) // Літасфера. – 2002. – № 1 (16). – С. 113–117.

Матвеев А.В., Нечипоренко Л.А. Линеаменты территории Беларуси. – Минск, 2001. – 124 с.

Эрозионные процессы / Под ред. Н.И. Маккавеева и Р.С. Чалова. – М., 1984. – 256 с.

ИСКОПАЕМЫЕ ОСТАТКИ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ КУЛЬТУР В ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОГО ПРИАНГАРЬЯ

Г.И. Медведев†, Е.О. Роговской[1], Е.А. Липнина, С.А. Когай, Е.Б. Ощепкова[2]
[1] Лаборатория археологии и палеоэкологии ИАЭТ СО РАН, Иркутск, Россия
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
u002343@ic.isu.ru, eor127@yandex.ru, ekaterinalipnina@mail.ru, kogai@irkutsk.ru, elenaoshepkova@bk.ru

PALEOLITHIC CULTURES' REMAINES OF THE PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE NORTH ANGARA REGION

G.I. Medvedev†, E.O. Rogovskoy, E.A. Lipnina, S.A. Kogai, E.B. Oschepkova, Laboratory of Archaeology and Paleoekology IAET SB RAS, Irkutsk, Russia
Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Новые данные и наблюдения, полученные в результате проведения масштабных археологических спасательных работ в зоне затопления ложа Богучанской ГЭС определили многообразие геоморфологических позиций и стратиграфических ситуаций вмещения ископаемых культурных остатков. В приведенных ниже материалах условия дислокации выявленных геоархеологических объектов не согласуются с традиционными представлениями о строении речных долин и формировании субаквальных отложений в террасовом комплексе, что, в свою очередь, поднимает вопрос возраста Ангары как водотока в его современном виде. На сегодняшний день в реестре доголоценовых археологических объектов, попадающих в зону затопления на Иркутском участке Богучанского водохранилища фиксированы 12 местонахождений. Пять из них находятся на Като-Ёдарминском участке Ангарской долины, в зоне, так называемой Като-Ёдарминской тектонической крестовины. Унаследованные долины рек Каты и Ёдармы расположены, практически, напротив друг друга и являются соответственно правым и левым притоками Ангары. Вместе последние образуют Като-Ёдарминское расширение, имеющее глубокую и богатую спецификой явлений геологическую историю формирования, и не менее сложную ситуацию в истории освоения этого района человеком – современником многих эпизодов геологического, палеогеоморфологического, палеоландшафтного этноисторического прошлого (Медведев, Бердникова, Липнина.., 2012). Като-Ёдарминский район вписан в Северное Приангарье и занимает поворотную угловую – северо-восточную географическую позицию между субмеридиональным течением р. Ангары в Иркутской области и субширотным ее течением в Красноярском крае. В Като-Ёдарминское расширение территориально должны быть вписаны ныне затопленные острова: Лиственичный, лежащий прямо на половине расстояния от устьев рек Каты и Ёдармы; Сосновый, расположенный у правого берега р. Ангары нижней оконечностью напротив устья р. Каты и вытянувшийся вверх по течению р. Ангары на 6 км; Чаячий, выступающий из вод р. Ангары в 1 км выше впадения в нее р. Ёдармы (Роговской, Когай, Новосельцева…, 2012).

В геоморфологическом отношении пространство Ёдарминского участка – широкая площадь опускания; Катский участок – горно-хребтовая поверхность древнего вулканического вздымания. Территория находится на стыке северного фаса Чунско-Ковинского плато, западного фаса Катского и южного фаса Тунгусского плато. В структурно – геоморфологическом и геологическом строении район является юго-западной окраиной Ванаварской синеклизы и Непского сводчатого поднятия.

Долины рек Ёдармы, Каты, Ангары попадают в прямую зависимость от геологического строения участков, на которых они развиты и определяются неотектоническими факторами. Неотектоника проявляется в линейном характере отрезков долин и русел по неоднократным крутым (до 90°) изменениям их направления. Ангарская долина приурочена к зоне древних разломов. В течение всей геологической истории эта разломная зона омолаживается и подновляется новыми разломами, по которым происходят блоковые подвижки. В неоген-четвертичное время при усилении тектонических движений происходит формирование мелкоблоковых структур, которые читаются в современном рельефе. Формирование речной сети происходит по долинным морфоструктурам, которые приурочены к линейным тектоноструктурам различного порядка (прогибы, впадины, рифты, разломные зоны). Долинные морфоструктуры, заложенные по данным тектоноструктурам, имеют возраст куда более древний, чем река, «вложенная» в них.

Это хорошо выражается в строении долины, освоенной современной р. Ангарой. К неотектоническим разломам и трещинам приурочены русла и устья современных притоков р. Ангары. Наблюдается сложное геологическое строение трапповой области, наличие разновозрастных кор выветривания, развитие рельефа по типу пенепленизации. Образование рельефа, начиная с юрского времени, имеет денудационный характер. Террасовидные уступы имеют эрозионно-тектоническую природу. В геологическом строении района генеральные позиции занимают твердые горные породы Перми, Триаса, Юры, интрузивных образований сибирских траппов вулканизма верхней Перми – нижнего Триаса. На их поверхностях развиты коры выветривания, которые в современных разрезах фиксированы сложными композиционными образованиями (Денисенко, Ощепкова, 2012).

Отложения кайнозойской эры документированы очень слабо и распознаны только в междуречных низких водораздельных образованиях галечниками плиоцена (N_2) – кварц, кварциты, кремни, долериты, халцедоны. Отложения плейстоцен-голоцена фактически не изучены, вернее, не изучались, а описывались как «нерасчлененные Q_{3-4}». Между тем новейшие отложения квартера в данном районе развиты довольно широко. Среди них можно выделить элювиальные, делювиальные, флювиальные, аллювиальные, пролювиальные и смешанные генетические типы. Новейшие отложения представлены следующими литологическими образованиями: валун-

но-глыбовые отложения, галечники, пески разнозернистые, полимиктовые, супеси, суглинки, глины монтмориллонитовые и гидрослюдистые, глины красноцветные.

В Като-Едарминском расширении на сегодняшний день известно 4 стратифицированных плейстоценовых геоархеологических объекта: Усть-Ёдарма I, Усть-Ёдарма II, Усть-Ёдарма III, Ёдарма II. В приустьевой части Каты также были проведены геоархеологические исследования, но стратифицированных объектов плейстоценового возраста не обнаружено.

Местонахождения Ёдарминской геоархеологической площади находятся на разных гипсометрических отметках и в различных геолого-геоморфологических позициях. Усть-Ёдарма I с отметками 195,5 – 197 м над УМО и относительными отметками 10-12 м расположен по левому берегу р. Ёдарма в шлейфе пологого склона, обрывающегося уступом, образованным боковой эрозией р. Едармы. Шурфами 2009 – 10 гг. вскрыта толща верхнечетвертичных отложений на глубину до 3 м. В результате в 10 из 12 шурфов в палеопочвенных отложениях позднекаргинского времени (kr^2) (25970±240лет СОАН-8908), редуцированных раннесартанским солифлюксием (sr^1) были зафиксированы в переотложении костные остатки плейстоценовой фауны. Вмещающие их геологические отложения залегали на глубинах 1,5 – 2 м от дневной поверхности и были представлены среднесуглинистыми макрослоистыми геологическими образованиями. Многие из костей фрагментированы в древности (трубчатые кости с отбитыми эпифизами, осколки и др.). Палеофауна состояла из следующих видов: *Equus sp*., *Coelodonta antiquitatis, Canis lupus, Rangifer tarandus, Bison priscus, Alces alces, Lepus* sp., *Alopex lagopus* (определение А.М. Клементьева, ИЗК СО РАН) (Роговской, Когай, Новосельцева..., 2012) На отметках 190-191 м шурфами вскрыты мультислойчатые делювиальные отложения, подстилаемые грубообломочным материалом туфогенных пород.

Геоархеологический объект Усть-Едарма II дислоцируется на пологой и волнисто-ступенчатой склоновой поверхности Ангарского левобережья, формирующей правый приустьевой участок р. Ёдармы. Микрорельеф ангарского склона, имеющий северо-восточную экспозицию, образован многочисленными оползневыми уступами. Абсолютные гипсометрические отметки 192 м, относительные около 7 м. На местонахождении Усть-Ёдарма II под голоценовыми отложениями вскрыта слойчатая толща средних суглинков и разнозернистых песков. Она с размывом залегает на красно-бурых суглинистых образованиях, отнесенных предварительно к позднекаргинскому времени. Последние подстилаются слойчатыми песчано-глинистыми отложениями, в кровле слоя они водонасыщены, с глубины 3,5 м фиксированы в мерзлом состоянии.

Местонахождение Усть- Ёдарма III расположено в верхней части того же склона на северо-западной окраине придолинной платообразной поверхности склона, обращенного к Ангаре с абсолютными гипсометрическими отметками – 206-209 м, относительные – 21-24 м. Отложения разреза имеют элювиально-делювиальный генезис. На поверхности скальника залегает щебенисто-галечно-гравийный материал (кора выветривания юрского – мел-палеогенового(?) возраста). Продукты переотложения разновозрастных (юрско-мел-палеогенового, пермь-карбонового) кор выветривания служили сырьем для литопроизводства древнего человека. Верхнечетвертичные отложения в раскопе представлены компрессионной пачкой, мощностью до 1,5 м. Они деформированы неоднократным криогенезом и делювиально-денудационными процессами. В составе фаунистической коллекции из второго культуросодержащего уровня: *Ovis nivicola, Cervidae gen., Bison priscus, Coelodonta antiquitatis, Equus* sp. По костному материалу проведено радиоуглеродное датирование, показавшее позднекаргинский возраст культурных остатков уровня палеолитических находок (27805±245 лет СОАН-8353).

Территория объекта Ёдарма II представляет собой ступенеобразный оползень правого борта долины р. Ёдармы. Объект расположен в 700 м от правого устьевого мыса, сразу за скальной стенкой на террасовидном уступе. Поверхность имеет абсолютную высоту 196-199 м, относительная высота – 10-13 м и в этом отношении сопоставима с террасоуступом на противоположном берегу Ёдармы на котором дислоцируется местонахождение Усть-Ёдарма I. В геоморфологическом отношении она представляет собой локальную цокольную террасу, ограниченную уступами коренных пород. Верхнеплейстоценовые отложения местонахождения Ёдарма II имеют делювиальный генезис и характеризуются невыдержанностью слоев по простиранию. В разрезе террасовой площадки преобладают слоистые глины и суглинки, к бровке террасы они постепенно выклиниваются и/или сменяются слоистыми супесями и песками с прослоями крупнозернистых песков и суглинков. Мощность отложений составляет 2,5 м, у бровки увеличивается до 3,8 м. Слоистая толща залегает на элювиальных образованиях дочетвертичного возраста, представленных дресвяно-щебнисто глыбовыми отложениями. Археологический материал фиксировался, главным образом, в заполнениях криогенных трещин. Палеонтологический материал, представлен следующими видами: *Equus sp*., *Rangifer tarandus, Bos/Bison sp., Bos primigenius*. Радиоуглеродное датирование костных образцов указывает на вторую половину каргинского интерстадиала – 27345±385 лет (СОАН-8295); 26890±420 лет (СОАН-8296).

На местонахождениях Усть-Ёдарма II, Усть-Ёдарма III, Ёдарма I в коллекции каменных изделий присутствуют коррадированные артефакты. Таким образом, среди археологических материалов позднекаргинского времени выделяется не многочисленный ансамбль коррадированных изделий отличных по морфологии, возраст которых, по степени корразии, может быть предварительно определен не моложе рисс-вюрма (Медведев, Скляревский, 1982). На местонахождении Усть-Ёдарма III коррадированные артефакты спроецированы денудацией на кору выветривания, на Усть-Ёдарме II коррадированный материал фиксировался в нижней части склона в переотложении вместе с не коррадированными предметами в толще делювиальных мультислойчатых отложений, снесенных с более высоких отметок, возможно с денудированной поверхности местонахождения Усть-Ёдарма III. На местонахождении Едарма II обнаружен единственный коррадированный артефакт в верхней части дресвяно-щебнисто глыбовой толщи – элювиальных образований оказавшихся на более низких гипсометрических отметках в результате гравитационных и неотектонических процессов (Лещинский, Лунева, 2014).

Обнаруженные ансамбли каменных артефактов и костные остатки палеофауны, имея синхронные временные показатели, на изученных геоархеологических объектах расположены в пределах разных геоморфологических элементов с относительными высотами от 7 до 20 м от бывшего ангарского уреза и их гипсометрия, соответственно, не может служить ориентиром при определении хронометрии геоархеологических плейстоценовых объектов (Постнов, Зольников, Деев, 2012). В ситуации на Усть-Ёдарме I археологический материал фиксировался в пологосклоновом шлейфе обрывающегося уступом, который образовался в результате боковой эрозии Ёдармы в субаэральных суглинистых макрослоистых отложениях; ископаемые остатки палеолитических культур объекта Усть-Ёдарма II погребены под более чем трехметровой толщей делювиальных мультислойчатых отложений в нижней части обращенного к Ангаре склона; объект Усть-Ёдарма III расположенный в окраинной зоне придолинной поверхности выравнивания демонстрирует относительно маломощную компрессионную толщу верхнечетвертичных отложений, покрывающую дочетвертичную щебенисто-галечно-гравийную кору выветривания; геоархеологический объект Ёдарма II дислоцирован на локальном ступенеобразном оползне образованном неотектоническими процессами.

Суммируя приведенные выше данные можно констатировать отсутствие аллювиально-террасового ряда и строго приуроченных к уровням так называемых II – IV надпойменных террас местонахождений определенного возраста. Генезис ступенеобразных морфоструктур определяется склоновыми процессами, неотектоникой и боковой эрозионной деятельностью водотоков. Галечный (на Усть-Ёдарме III, Ёдарме II) и грубообломочный материалы (на Усть-Ёдарме I) подстилающие рыхлые неоплейстоценовые толщи относятся к продуктам кор выветривания и, фиксируемый значительно ниже поверхности денудации, оказался там в результате склоновых перемещений, криогенеза и неотектоники, активизирующей эти процессы.

Работа выполнена в рамках НИР ИАЭТ СО РАН, проект Х.104.1.1 «Технологическая и культурная вариабельность в каменном веке Северо-Восточной Азии»

Список литературы:

Денисенко Е.П., Ощепкова Е.Б. Тектоника и геологическая летопись структурного развития районов Байкальской Сибири // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Геоархеология. Этнология. Антропология. – 2012. – № 1. – С. 22–33.

Лещинский С.В. Лунева Д.Е. Стратиграфическое положение археологических местонахождений в долине р. Ангары (территория затопления водохранилищем Богучанской ГЭС) // Вестник Томского государственного университета. – 2014. – № 380. – С. 195–204

Медведев Г.И., Скляревский М.Я. Проблемы изучения палеолитических изделий из камня с эоловой корразией обработанных поверхностей (возраст – культура – география) // Проблемы археологии и этнографии Сибири: Тез. докл. к регион. конф. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1982. – С. 41-43.

Медведев Г.И., Бердникова Н.Е., Липнина Е.А., Когай С.А., Роговской Е.О., Лохов Д.Н. Ископаемые литотехнологические отложения плейстоцена и голоцена в геоморфологических ситуациях антропогена Байкальской Сибири // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Геоархеология. Этнология. Антропология. – 2012. – № 1. – С. 203–219.

Постнов А.В., Зольников И.Д., Деев Е.В. Проблемы генетической и стратиграфической диагностики отложений низких террас средней и нижней Ангары // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 3 (11). – С. 25–31.

Роговской Е.О., Когай С.А., Новосельцева В.М., Ощепкова Е.Б., Попов А.А., Таракановский С.П. Геоархеологические исследования на палеолитических объектах Северного Приангарья // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Геоархеология. Этнология. Антропология. – 2012. – № 1. – С. 33-57.

ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ Р. АНГАРЫ ПО ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ. ВЕРХНЕЕ ТЕЧЕНИЕ

Г.И. Медведев†, Н.Е. Бердникова, Е.А. Липнина, Г.А. Воробьева, Е.О. Роговской
Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
nberd@yandex.ru, ekaterinalipnina@mail.ru, galvorob@yandex.ru, eor127@yandex.ru

PROBLEMS OF FORMATION OF ANGARA RIVER VALLEY ACCORDING TO GEOARCHAEOLOGCIAL DATA UPPER STREAM

G.I. Medvedev†, N.E. Berdnikova, E.A. Lipnina, G.A. Vorobyeva, E.O. Rogovskoy,
Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Проблема формирования ангарского водотока, его возраста и особенностей долинного обрамления до сих пор является дискуссионной. Интерес археологов к этой проблеме обусловлен несколькими позициями.

До последней четверти XX в. теоретической основой определения возраста ископаемых культур плейстоцена Северной Азии, методическим руководством к поиску геоархеологических объектов, анализу найденных материалов, и реконструкциям, являлась парадигма обязательного обитания древнего человека на берегу палеореки. При этом, возраст ископаемого (in situ) археологического материала определялся возрастом вмещающих геологических отложений. Исходя из положений аллювиальной теории, возраст рыхлых отложений на разных уровнях в долинах рек связывался с гипсометрическим положением надпойменных террас. Поэтому

было принято считать, что для определения возраста культурных остатков достаточно было определить место террасы в лестнице надпойменных террас.

Геоархеологические исследования, интенсивно проводимые на территории Байкальской Сибири с 60-х гг. XX в. на разных уровнях рельефа раскрыли многообразие топографических, гипсометрических, стратиграфических ситуаций размещения артефактов, особенности которых не могут быть объяснены в рамках только аллювиальной парадигмы.

Образование Ангарского истока из Байкала находится в системе общей проблемы байкальских стоков, которая насчитывает уже более 150 лет (Кононов, 2005). Современные гипотезы базируются на трех основных каналах стока байкальских вод: самой древней является система Пра-Манзурского стока (Ленское направление, ранний-средний плейстоцен, 2-0,2 млн л. н.); Култучно-Ильчинский сток (Енисейское направление, средний-поздний плейстоцен, 0,5-0,06 млн л. н.); а Ангарский сток определяется как позднеплейстоценовый (Логачев и др., 1964; Мац и др., 2001). Формирование Ангарской прорези, несмотря на некоторые дискуссии, связывают с опусканием Листвянского тектонического блока (Кононов, 2005; Мац и др., 2001), но время этого события до сих пор является спорным. Предложено несколько вариантов времени формирования Ангарской прорези: средний плейстоцен (Логачев, 1974); поздний плейстоцен – около 60 тыс. л. н. (Мац и др., 2001); финал позднего плейстоцена в интервале 20-10 тыс.л.н. (Голубев, 1976; Кононов, Мац, 1986).

Неоднозначной является также и система аллювиальной террасированности долины Ангары. Разными исследователями выделялось от 8 до 14 надпойменных террас, помимо пойм (Логачев и др., 1964; Равский, 1972; Унифицированная…, 2010 и др.).

Геоархеологические исследования в бассейне Ангары проводятся более 50 лет. Археологический материал зафиксирован на различных гипсометрических уровнях в отложениях субаэрального генезиса на ряде геоархеологических объектов (более 300 точек наблюдений) (Медведев и др., 2012). По результатам многолетних изучений их отложений определились некоторые ситуации и проблемы, которые не объясняются с позиции аллювиальной концепции и связанной с ней возраста енисейского направления стока байкальских вод.

Выделение комплекса высоких террас неогенового-раннеплейстоценового возраста входит в противоречие с предложенным возрастом (от среднего плейстоцена) енисейского направления байкальского стока. Аллювиальные отложения, связанные с формированием долин р. Ангары и ее притоков не были обнаружены в отложениях террасовых поверхностей выше 9-метрового уровня. Например, отложения 10-12-м поверхности на правом берегу р. Китоя (Одинский разрез) имеют субаэральный генезис возрастом от казанцевского времени. На местонахождение Георгиевское I (террасовидная поверхность 40-45 м) толща субаэральных отложений, вскрытая раскопами и скважинами, имеет мощность более 25 м и представлена в нижних частях разреза средне- и раннеплейстоценовыми делювиальными суглинками и супесями. Террасовидная поверхность местонахождения Мальта-Мост I рассматривается как 20-25-м н. терраса. Здесь отложения представлены субаэральными образованиями каргинско-сартанского возраста, которые подстилаются зеленовато-белесыми раннеплейстоценовыми слаболитифицированными песками, белесо-охристыми конгломератами, лежащими на нижнекембрийских доломитизированных известняках.

Одним из основных критериев выделения надпойменных террас является наличие руслового аллювия. По нашим наблюдениям в современном русле Ангары и ее притоков галечник как русловая фация аллювия присутствует только на тех участках, где в размыв реки вовлекаются юрские галечные толщи. В отложениях разноуровневых «террасовых» поверхностей галечные прослои, линзы и разрозненные гальки встречается очень часто и связаны с транспортировкой галек с высоких уровней рельефа раннесартанскими, позднемуруктинскими солифлюкционными процессами: Вероятным их первичным источником являются дезинтегрированные юрские конгломераты.

Кроме этого встречаются более мощные толщи галечных и грубобломочных отложений. Их источником являются разновозрастные породы различного генезиса, сброшенные с более высоких на низкие уровни рельефа, вплоть до современного русла Ангары и ее притоков: буретский конус выноса, усть-бельские коллювиальные шлейфы, мишелевские галечно-щебнистые «языки» (Воробьева, Медведев, 1998); галечно-песчано-пылеватая толща в отложениях 10-22-метровых поверхностей левого берега Ангары на территории г. Иркутска (Воробьева, Бердникова, 2003). Возраст этих образований от среднего плейстоцена до финала сартанского времени.

Геоархеологические наблюдения в последние десятилетия хорошо подтверждаются исследованиями сотрудников Института земной коры СО РАН. Так, на юге Иркутского амфитеатра выявлена сложная структура разломных зон, в оформлении которых участвовали не только древние, но и активные разломы (Семинский и др., 2005, 2006). Показано (Семинский и др., 2008), что долины притоков Ангары сформированы в грабенообразных впадинах (Окинская, Голуметская, Китойская, Иркут-Ушаковская, Осинско-Унгинская, Заларинская, Кудинская, Зиминская). Выявлен ряд сейсмических событий (Аржанникова, Аржанников, 2005; Семинский и др., 2006; Чипизубов и др., 2001). Вероятно, именно с такими плейстоценовыми крупными сейсмическими событиями связаны отмеченные нами разновременные мощные сносы кластического материала.

Дискуссионной является проблема формирования песчаных толщ, которые в изученных разрезах имеют в основном субаэральный и в отдельных случаях озерный генезис. Так 6-7-м песчаная толща муруктинского возраста на геоархеологическом объекте Гора Игетей поднимается вверх по склону с 30-м отметок и выклинивается на отметках 60-70 м. Генезис отложений эоловый, эолово-делювиальный. На геоархеологическом комплексе Красный Яр I-III песчаная толща мощностью более 4 м заполняет лог и слагает сартанские отложения на террасовидных поверхностях, относимых к III и IV н. террасам. В долине р. Белой песчаные озерные отложениях зафиксированы на разных гипсометрических уровнях (на 25-30-м поверхности, в днище Тайтурского расши-

рения). В долине р. Ангары подобные отложения отмечались в районе местонахождения Красный Яр (уровень так называемой IV н.террасы).

Таким образом, многолетние геоархеологические исследования выявили противоречия в аллювиальной концепции развития Ангарской долины и неоднозначность предложенных сценариев ее формирования. Они позволили констатировать отсутствие аллювия в отложениях так называемых надпойменных террас долины Ангары и ее крупных притоков. А также выявили разнообразие и динамику природных процессов переотложения (солифлюкция, сейсмотектоника) галечного и грубообломочного материала по различным гипсометрическим уровням рельефа (вплоть до пойм) и захоронению их в образованиях разного возраста. Накопленные геоархеологические данные дают основания полагать необходимость нового этапа междисциплинарных исследований для раскрытия проблемы формирования долины Ангары.

Работа выполнена в рамках гос. задания Минобрнауки РФ тема № 1433

Список литературы:

Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Проявление новейших тектонических деформаций на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 3. – С.273-279.

Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е. Реконструкции природных и культурных событий на территории Иркутска: Научно–методические разработки междисциплинарных исследований городского культурного слоя. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. – 90 с.

Воробьева Г.А., Медведев Г.И. Низкие террасы долин рек Байкало-Енисейской Сибири и оз. Байкал // Генезис рельефа. – Новосибирск: Наука, 1998. – С. 144-153.

Голубев В. А. Геотермия Байкала. – Новосибирск : Наука, 1982. – 152 с.

Кононов Е.Е. Байкал. Аспекты палеогеографической истории. – Иркутск, 2005. – 128 с.

Кононов Е.Е., Мац В.Д. История формирования стоков вод Байкала // Изв. высших уч. заведений. Геология и разведка. – 1986. – С. 91-98.

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.:, Наука, 1974. – С. 72-162.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М.: Наука, 1964. – 195 с.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.

Медведев Г.И., Бердникова Н.Е., Липнина Е.А., Когай С.А., Роговской Е.О., Лохов Д.Н. Ископаемые литотехнологические отложения плейстоцена и голоцена в геоморфологических ситуациях антропогена Байкальской Сибири // Известия Иркут. гос. ун-та. – 2012. Сер. «Геоархеология. Этнология. Антропология». – № 1(1). – С. 33-57.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. – М.: Наука, 1972. – 334 с.

Семинский К.Ж, Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А.. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. – 291 с.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Черемных А.В., Радзиминович Я.Б., Бобров А.А. Особенности проявления активных разломов на юге Сибирской платформы // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. – Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – С.63-74.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Вахромеев А.Г., Черемных А.В., Бобров А.А., Когут Е.И. Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы: особенности проявления на разных масштабных уровнях // Литосфера. – 2008. – № 4. – С.3-21.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) : Объяснительная записка / Под ред. В.С. Волковой, Б.А. Борисова, В.А. Камалетдинова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 90 с.

Чипизубов А.В., Аржанникова А.В., Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е. Погребенные палеосейсмодислокации на юге Сибирской платформы // Докл. РАН. – 2001. – Т. 379. – № 1. – С.101-103.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛ. ОЛЬГИ (ВОСТОЧНОЕ ПРИМОРЬЕ) В СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Ю.А. Микишин, И.Г. Гвоздева

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, *Владивосток, Россия*, yurimikishin@fegi.ru

MID HOLOCENE PALEOGEOGRAPHY IN THE COAST OF THE OLGA GULF (EAST PRIMORYE)

Yu.A. Mikishin, I.G. Gvozdeva, Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Палеогеографические исследования на побережье зал. Ольги показали существование в ингрессионного залива в долине нижнего течения р. Аввакумовки в среднем голоцене, при максимуме (до 3 м) послеледниковой трансгрессии Японского моря (Короткий, Вострецов, 2002). Низкая морская терраса на месте залива, по этим данным, образовалась 5400–4800 л.н. и окончательно сформировалась во время регрессии моря, около 4700 л.н. Комплексное изучение отложений этой террасы позволило уточнить палеогеографию побережья зал. Ольги в среднем голоцене.

Изучение отложений аккумулятивной террасы высотой 4 м (абс. высота 6–7 м) проводилось на правом берегу р. Арзамазовка, вблизи места её впадения в р. Аввакумовка (рисунок). Анализ спорово-пыльцевых комплексов, диатомей и радиоуглеродные датировки, позволил провести следующие реконструкции палеоландшафтов в районе побережья зал. Ольги в среднем голоцене.

1. Время накопления мелких и средних песков, переслаивающихся с алеврито-пелитовыми глинами в интервале глубин 340–410 см. На месте современной приустьевой зоне р. Аввакумовки существовал морской залив, вершина которого, судя по распространению лагунно-морских отложений, находилась на расстоянии около 9 км от современного берега зал. Ольги. Уровень моря, определяемый по положению кровли отложений, превышал современный на 3–4 м, отвечая максимуму послеледниковой трансгрессии океана. Изменения в составе диатомовой флоры говорят о нарастании солёности воды в палеозаливе, свидетельствуя о повышении уровня моря в период накопления отложений. Если в нижнем горизонте (400–410 см) содержание солоноватоводных и солоноватоводно-морских диатомей *Thalassiosira bramaputrae*, *Diploneis smithii*, *D. interrupta*, *Navicula peregrina*, *N. humerosa, Actinocyclus sp.*, *Campylodiscus echeneis*, *Nitzschia apiculata*, *Achnanthes brevipes* лишь немного превышает половину всех встреченных створок (52 %), то в вышележащем слое (340–356 см) они получают более широкое развитие. Основными видами становятся водоросли *Thalassiosira bramaputrae*, *Navicula jarrensis*, *Nitzschia sigma* и появляются новые: *Rhopalodia musculus* и *Gyrosigma dissimilis*, последняя из которых была впервые обнаружена в верхнеплейстоценовых отложениях побережья юго-западного Приморья (Микишин, 1991).

Растительность территории, прилегающей к побережью зал. Ольги была представлена многопородными широколиственными лесами, роль которых в восточном Приморье была больше современной. Она отражена составом спорово-пыльцевого подкомплекса Ar-1 a, характерным для отложений побережья Приморья, сформировавшихся в оптимуме голоцена (рисунок). Кедр корейский (*Pinus s/g Haploxylon*) принимал небольшое участие в растительном покрове, и, скорее всего, лишь в верхнем поясе гор. Крайне низкая встречаемость пыльцы кедра в спорово-пыльцевых спектрах свидетельствует против представлений о преобладании кедрово-широколиственных лесов в среднем поясе горного хребта Сихотэ-Алинь в Приморье (Короткий и др., 1980; Голубева, Караулова, 1983). Климатические условия были намного благоприятнее современных, отвечая максимальному потеплению климата в голоцене. Полученная по древесине с глубины 350–363 см радиоуглеродная датировка не противоречит составу спорово-пыльцевых спектров, позволяя отнести время формирования отложений к позднеатлантической фазе оптимума голоцена – 5225±105 л.н., СОАН-6166 (6022±133 календарных лет, по данным калибровки в программе CALPAL_A Кёльнского университета, www.calpal-online-de). На юго-западе Приморья она происходила 5600–5200 л.н. (6450–6000 календарных лет) и привела к наивысшему подъёму уровня Японского моря в послеледниковое время (Mikishin et al., 2001; Микишин и др., 2008; Mikishin et al., 2008).

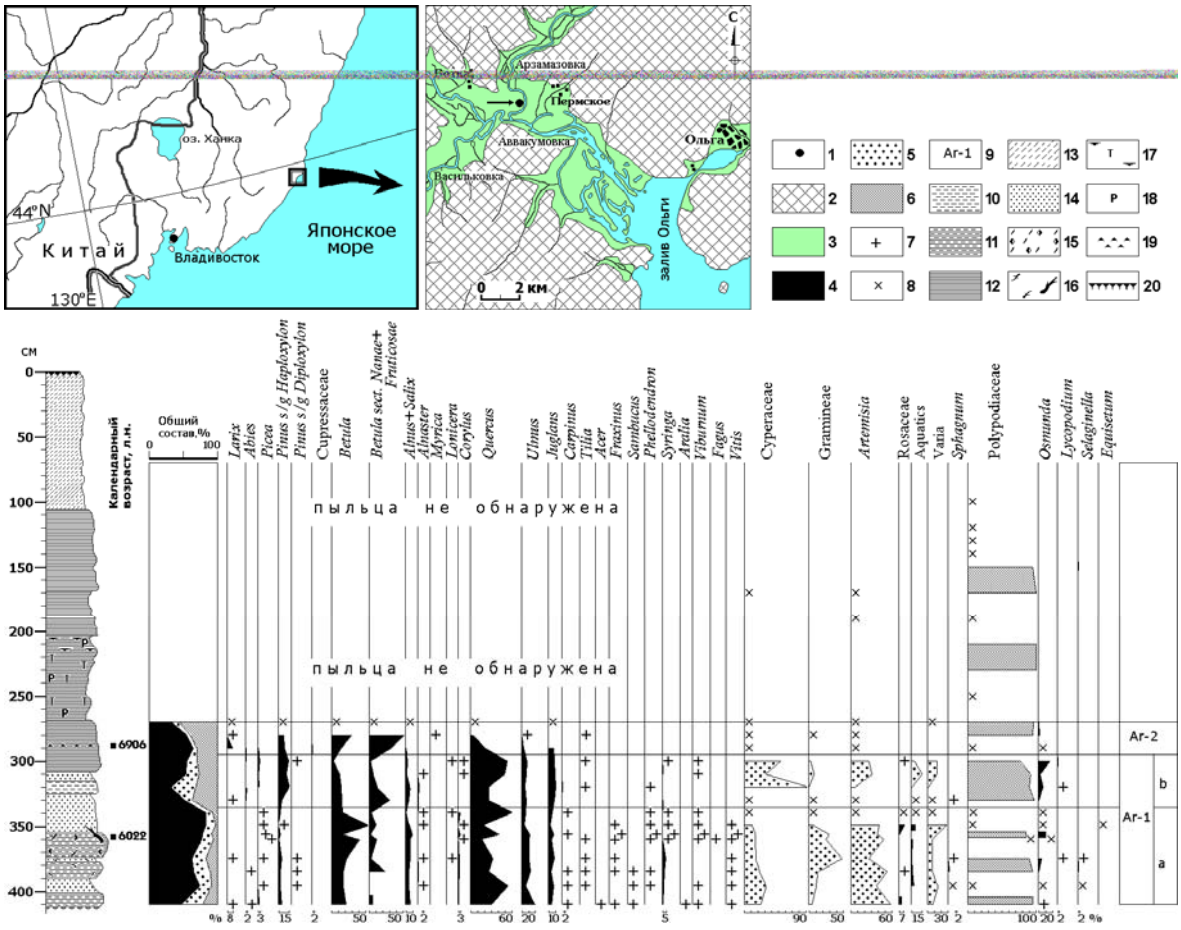


Схема расположения и спорово-пыльцевая диаграмма разреза голоценовых отложений аккумулятивной террасы на побережье зал. Ольги. 1 – разрез «Арзамазовка», 2 – горы, 3 – комплекс низких аккумулятивных террас, 4 – пыльца деревьев и кустарников, 5 – пыльца трав и кустарничков, 6– споры, 7 – содержание пыльцы <1 %, 8 – участие пыльцы и спор не подсчитано из-за низкого содержания, 9– спорово-пыльцевые комплексы, 10 – алевриты, 11 – алевритo-пелиты, 12 – глины, 13 – супеси, 14 – пески мелкие и средние, 15 – листья деревьев, стебли трав, 16 – ветки и стволы деревьев, 17 – ожелезнение, 18 – минерал коллофан, 19 – древесные угольки, 20 – дерновый горизонт современной почвы.

2. Время накопления глин и мелких песков в интервале глубин 300–340 см. Морской залив на месте современной приустьевой зоны р. Аввакумовки на побережье зал. Ольги сохранялся, что подтверждается составом диатомовой флоры, аналогичной верхним горизонтам нижележащей пачки. Спорово-пыльцевой подкомплекс Ar-1 b отразил развитие многопородных широколиственных лесов с доминированием дуба, преобладавших на территории восточного Приморья (рис.). В среднем поясе гор сформировались кедрово-широколиственные леса, роль которых была меньше современной. Климатические условия стали прохладнее, чем в предыдущий отрезок времени, приблизившись к современным показателям. Данное событие можно сопоставить с небольшим похолоданием климата в конце позднего атлантика, 5200–4800 л.н. (6000–5500 календарных лет), обнаруженным на юго-западе Приморья (Микишин и др., 2008; Mikishin et al., 2008).

3. Время накопления глин в интервале глубин 270–300 см. В результате регрессии Японского моря морской залив отступил с территории современной приустьевой зоны долины р. Аввакумовки, и на его месте образовалось озеро. Как показали исследования отложений террасы, вскрытых осушительными каналами, оно занимало, по меньшей мере, северо-западную часть долины между сёлами Ветка и Пермское. Спорово-пыльцевой комплекс Ar-2, отразил большие изменения в растительном покрове территории, прилегающей к побережью зал. Ольги (рисунок). Широколиственные леса сменились берёзово-лиственничными формациями с кустарниковыми берёзами и, вероятно, кедровым стлаником (учитывая фригидный характер растительности) в подлеске. Широколиственные деревья встречались редко, и были представлены дубом, ильмом и липой. Климат стал намного холоднее и суше, чем в настоящее время. Снижение среднегодовых температур воздуха составило не менее 5°С. Столь кардинальные изменения в растительности могли быть вызваны только сильным похолоданием климата Земли в раннем суббореале – 4600–4200 л.н. (5300–4700 календарных лет). Похолодание наступило после тёплого позднего атлантика и отмечалось, в том числе, и в Приморье (Хотинский, 1977, Короткий и др., 1980; Голубева, Караулова, 1983; Развитие…, 1988). В тоже время радиоуглеродная датировка 6025±135 л.н., СОАН-6167, полученная по древесному углю с глубины 286–290 см, указывает даже на более древний возраст, чем у нижележащих морских осадков. Дата противоречит составу спорово-пыльцевых спектров озёрных осадков, явно не отвечая времени их накопления. Событие, скорее всего, происходило в раннем суббореале, тем более что на юге Приморья для него (4472 л.н. / 5120 календарных лет) отмечена близкая по характеру растительность – берёзовые леса с участием ольховника (Павлюткин и др., 1984).

Таким образом, в среднем голоцене на побережье зал. Ольги существовал морской залив, занимавший долину нижнего течения р. Аввакумовки. Наибольших размеров залив достиг в позднем атлантике, около 6000 календарных л.н., при максимуме послеледниковой трансгрессии океана. Вершина залива располагалась на расстоянии до 9 км от современного берега Японского моря, абсолютная высота подъёма уровня которого составляла 3–4 м. В растительном покрове преобладали многопородные широколиственные леса с доминированием дуба, развивавшиеся в наиболее тёплых климатических условиях в голоцене. В раннем суббореале, при глобальном похолодании климата и регрессии моря, на месте морского залива сформировалось озеро. Растительность территории была образована берёзово-лиственничными лесами. Позднее произошёл спуск озера и началось формирование аккумулятивной террасы относительной высотой 4 м.

Список литературы:

Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока. – М: Наука, 1983. – 144 с.

Короткий А.М., Вострецов Ю.Е. Особенности развития природной среды в позднем вюрме-голоцене в нижнем течении р. Аввакумовки и на сопредельных территориях / Синие скалы – археологический комплекс: опыт описания многослойного памятника / Отв. ред. Ж.В. Андреева. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – С. 45–72.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья: Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980. – 234 с.

Микишин Ю.А. Новый вид *Gyrosigma dissimilis* из четвертичных отложений юга Приморского края // Ботанический журнал. – Т. 76. – 1991.– № 1. – С. 106–109.

Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г., Попов А.Н., Кузьмин Я.В., Горбаренко С.А., Раков В.А. Голоцен побережья юго-западного Приморья // Научное обозрение. – 2008. – № 1. – С. 8–27.

Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Белянина Н.И. Оковитая Н.А., Лобанова Л.А. Голоценовые отложения бассейна р. Раздольной (юго-западное Приморье) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 43–53.

Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен-голоцен) / Короткий А.М., Плетнёв С.П., Пушкарь В.С. и др. – М.: Наука, 1988. – 240 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 199 с.

Mikishin Yu.A., Popov A.N., Petrenko T.I., Rakov V.A., Orlova L.A., Jull A.J.T. Development of coastal environments of Boisman bay (Peter the Great bay, southern Primorye) during the Holocene // Reports of the International Workshop on the Global Change Studies in the Far East. – Vladivostok, Sept. 7–9, 1999. –Vladivostok: Dalnauka, 2001. – Vol. 1. – P. 58–71.

Mikishin Yu.A., Petrenko T.I., Gvozdeva I.G., Popov A.N. Evolution of landscapes in Khasansky District (southern Primorye) in Late Pleistocene-Holocene // International Symposium Human Ecosystem Changes in the Northern Circum Japan Sea Area (NCJSA) in Late Pleistocene (22–23 November, 2008). –Tokyo: The University of Tokyo, 2008, – P. 82–94.

Weninger B., Jöris O., Danzeglocke U. Cologne radiocarbon calibration & paleoclimate research package. CALPAL_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition, 2002. Universitat zu Köln, Institut fur Ur-und Fruhgeschichte, Radiocarbon Laboratory. Weyertal 125, D-50923. – Köln., 2005, 2007. [Электронный ресурс] – режим доступа: http://www.calpal-online.de

РАННЕСУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТ САХАЛИНА

Ю.А. Микишин, И.Г. Гвоздева
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, yurimikishin@fegi.ru

LANDSCAPES AND CLIMATE OF SAKHALIN IN THE EARLY SUBBOREAL

Yu.A. Mikishin, I.G. Gvozdeva, Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Глобальное похолодание в начале суббореального периода голоцена отмечено во многих районах Евразии (Хотинский, 1977; Sakaguchi, 1983; Развитие…, 1988; Андреев и др., 1992; Микишин, Гвоздева, 1996; Arslanov at al., 1999; Волкова, 2002; Demske at al., 2005; Голубева, 2008). Это событие рассматривается как важный палеогеографический рубеж, отметивший переход от тёплой середины послеледниковой эпохи к более прохладной, в целом, второй половине, хронологические рамки которого определяются в 4600–4200 радиоуглеродных л.н. (Хотинский, 1977). В свете их соответствия астрономическому возрасту, они составляют 5300–4700 календарных лет. Для о. Сахалина надёжно установленные сведения о ландшафтно-климатической обстановке этого события голоцена до сих пор оставались ограниченными (Микишин, Гвоздева, 1996). Новые палинологические и радиоуглеродные данные по двум разрезам голоцена с погребёнными почвами, полученные в последнее время, позволили уточнить характер ландшафтов и реконструировать количественные параметры климата раннесуббореального минимума в северной и южной частях острова.

Северная часть о. Сахалин. Изучен разрез торфяника «Чайво-6», расположенный на высоте около 4 м на правом борту долины ручья, впадающего в залив Чайво, в 1.1 км от устья, 52°29′23,8″N, 143°09′32,7″E (рисунок, разрез А). Палеопочва залегает в торфянике на глубине 200 см, в виде маломощного прослоя толщиной 5–10 см. Она образована мелким гумусированным песком серовато-бурого цвета с включением мелких древесных угольков. Абсолютный возраст почвы составляет 4230±80 л.н., СОАН-7663, что отвечает 4860–4640 календарным годам (по данным калибровки в программе CALPAL_A Кёльнского университета, www.calpal-online-de). Спорово-пыльцевой спектр Ch-2 имеет лесотундровый тип, с преобладанием в общем составе пыльцы фригидных кустарников (47 %) на фоне значительного, почти в два раза, снижения роли пыльцы деревьев (15 %), по сравнению с нижележащим позднеатлантическим горизонтом. Среди пыльцы деревьев и кустарников доминирует кустарниковая берёза, занимающая половину спектра, далее следуют кедровый стланик (21 %) и ольховник (11 %). Реже встречается пыльца высокоствольной берёзы (7,5 %), восковника (7 %), тёмнохвойных пород (ель и пихта в сумме 5,3 %), ольхи и ивы (3 %). Содержание пыльцы *Larix* незначительно. Пыльца широколиственных деревьев (*Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*) отмечается единично. Среди немногочисленной пыльцы травянистых растений преобладают вересковые (73 %), реже осоки (18 %). Споры представлены сфагновыми мхами (62 %), папоротниками (20 %) и плаунами (18 %). Спектр полностью повторяет характеристики субфоссильного комплекса приморской лесотундры, развитой в настоящее время на северо-восточном побережье Сахалина (Микишин, Гвоздева, 2009). Растительность была представлена зарослями кустарниковой берёзы, кедрового и ольхового стлаников с небольшим участием лиственницы. Климат был суровее и суше современного. Количественная оценка раннесуббореальных климатических параметров показывает снижение, по сравнению с современными показателями, среднегодовой температуры воздуха на 0.8–1.4°С, среднегодовой суммы осадков – на 40–130 мм.

Южная часть о. Сахалин. На побережье Охотского моря изучены отложения аллювиально-морской террасы высотой 3 м в разрезе «Подлесная-III», расположенном на левом берегу р. Малая Подлесная в 0.5 км от устья, 47°31′28,3″N, 142°39′39,6″E (рисунок, разрез Б). Погребённая почва залегает в разрезе на эоловых песках, в интервале 196–204 см. Представлена гумусовым горизонтом с многочисленными древесными угольками и подстилающим его подзолистым горизонтом. Абсолютный возраст почвы составляет 4365±85 л.н., СОАН-7663, что соответствует 5180–4880 календарным годам. Спорово-пыльцевой комплекс Pl-III-3 имеет лесной тип пыльцевых спектров с преобладанием в общем составе пыльцы деревьев (43–48 %). Меньшие доли занимают споры (26–39 %), фригидные кустарники (11–12 %) и травы (7–12 %). Среди пыльцы деревьев и кустарников преобладают мелколиственные породы: ольха (37–43 %), реже берёза (4–15 %). Второе место принадлежит тёмнохвойным породам с почти равным участием ели (11–16 %) и пихты (7–17 %), третье – фригидным кустарникам с абсолютным первенством пыльцы кустарниковой берёзы (21–22 %). Пыльца широколиственных деревьев встречается очень редко (0–1.6 %). Среди пыльцы травянистых растений наблюдается полное господство разнотравья и падуба (*Ilex*), имеющего жизненную форму небольшого кустарничка, среди спор – папоротников Polypodiaceae. Состав спорово-пыльцевого комплекса имеет много общих черт с описанным ранее нижнесуббореальным комплексом из разреза «Новиково» (Микишин, Гвоздева, 1996) с крайнего юго-востока Сахалина (рисунок, разрез В). Наиболее близкие современные аналоги данных пыльцевых спектров обнаруживаются в субфоссильном комплексе долинных лесов из северной области распространения тёмнохвойных лесов с преобладанием ели среднего Сахалина, в районе 50.5°северной широты (Микишин, Гвоздева, 2009). Количественная оценка параметров раннесуббореального похолодания проведена на основе сравнения современных метеорологических данных областей распространения данного субфоссильного пыльцевого комплекса и территории, прилегающей к разрезу. Она показала наступление более суровых и сухих климатических условий, не только чем в оптимальное для голоцена Сахалина позднеатлантическое время (Микишин, Гвоздева, 1996; Морские террасы…, 1997; Гвоздева, Микишин, 2008), но и в современную эпоху. Снижение среднегодовых температур воздуха и годовой суммы осадков, по сравнению с современными, составило, соответственно 3–4°С и 120–140 мм. Часто

возникали лесные пожары, что подтверждается большим содержанием древесных угольков в гумусовом горизонте палеопочвы. На песчаном юго-восточном побережье Сахалина (участок между пос. Стародубское–Взморье), после снижения уровня Охотского моря, сформировался протяжённый дюнный пояс.

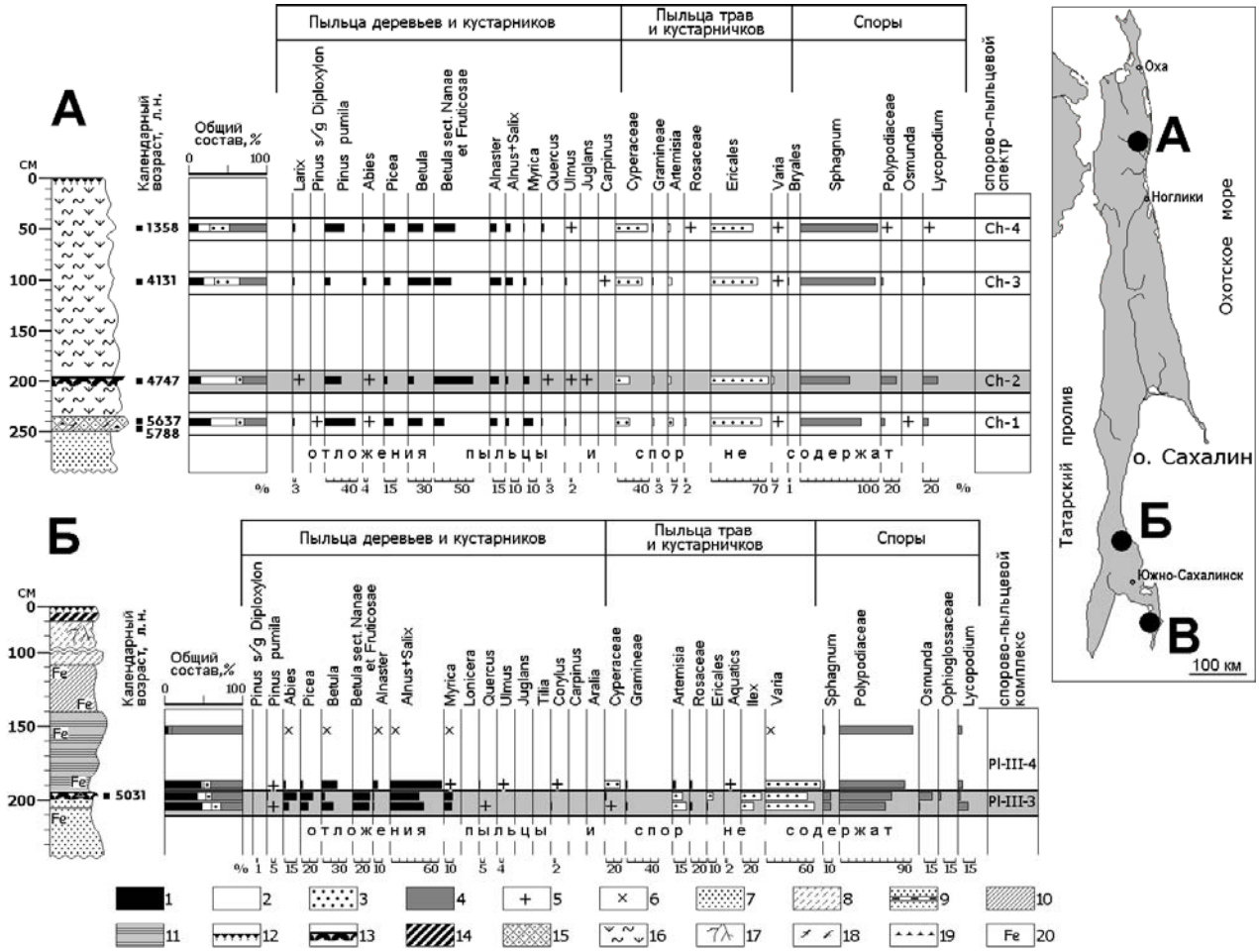


Схема расположения и спорово-пыльцевые диаграммы разрезов голоцена Сахалина с изученными отложениями раннего суббореала: А – Чайво-6, Б – Подлесная-III, В – Новиково (Микишин, Гвоздева, 1996). 1 – пыльца деревьев и кустарников; 2 – пыльца фригидных кустарников (кедровый стланик, ольховник, кустарниковые берёзы); 3 – пыльца трав и кустарничков; 4 – споры; 5 – содержание пыльцы: а – менее 1 %; 6 – содержание таксонов не подсчитано из-за малого содержания; 7– песок; 8 – супесь; 9– переслаивание мелких песков и алевритов; 10 – суглинок; 11 – глина; 12 – дерновый горизонт современной почвы и очёс торфяников; 13 – гумусовый горизонт палеопочвы; 14 – супесь гумусированная; 15 – торф сильно разложившийся, песчанистый; 16 – торф осоково-сфагновый; 17 – корни трав; 18 – ветки деревьев; 19 – древесные угольки; 20 – ожелезнение.

Список литературы:

Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. История растительности и климата центральной Якутии за последние 11000 лет. – Геохронология четвертичного периода: Сб. науч. тр. / Комис. По изучению четвертичного периода. – М.: Наука, 1992. – С. 112–117.

Волкова В.С. Палинологические и радиоуглеродные характеристики верхнечетвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / Ред. П.М. Андерсон, А.В. Ложкин. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. – С. 196–256.

Гвоздева И.Г., Микишин Ю.А. Стратиграфия и палеогеография голоцена юго-западного Сахалина // Естественные и технические науки, 2008. № 3. – С. 177–183.

Голубева Ю.В. Климат и растительность голоцена на территории республики Коми // Литосфера, 2008. – С. 124–132.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Эволюция природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене. – Владивосток: изд-во Дальневост. ун-та, 1996. – 130 с.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Субфоссильные спорово-пыльцевые комплексы Сахалина и прилегающих территорий. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2009. – 162 с.

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Средний-поздний голоцен Северо-Сахалинской равнины // Russian journal of Earth Sciences. –2013. – № 2 (14). С. 97–108. [Режим доступа] http://ores.su/index.php/-2142013/365-2013-03-20-15-42-29.

Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина /А.М.Короткий, В.С.Пушкарь, Т.А.Гребенникова и др./ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1997. – 229 с.

Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен-голоцен) / А.М. Короткий, С.П. Плетнёв, В.С. Пушкарь и др. – М.: Наука, 1988. – 240 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 199 с.

Arslanov Kh.A., Saveljeva L.A., Gey N.A., Klimanov V.A., Chernov S.B., G M Chernova, G.F. Kuzmin T.V. Tertychnaya D.A., Subetto V.P., Denisenkov V.P. Chronology of vegetation and paleoclimatic stages of northwestern Russia during the late glacial and Holocene // Radiocarbon, 1999. Vol. 41. No 1. P. 25–45.

Demske D, Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P.E., Oberhänsli H. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global and Planetary Change, 2005. Vol. 46. Is. 1–4. – P. 255–279.

Sakaguchi Y. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation – especially on climatic impacts to the global sea level changes and ancient Japanese history // Bull. of the depart. geography University of Tokyo, 1983. No 15. – P. 1–31.

Weninger B., Jöris O., Danzeglocke U. Cologne radiocarbon calibration & paleoclimate research package. CALPAL_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition, 2002. Universitat zu Köln, Institut fur Ur-und Fruhgeschichte, Radiocarbon Laboratory. Weyertal 125, D-50923. – Köln., 2005, 2007. [Электронный ресурс] – режим доступа: http://www.calpal-online.de

МАГНИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕЛАЗИЯ И КАЛАБРИЯ ПО ДАННЫМ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН, ЧУКОТКА

П.С. Минюк, В.Я. Борходоев

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А.Шило ДВО РАН, Магадан, Россия, minyuk@neisri.ru

MAGNITOGEOHEMICHAL FEATURE BOUNDARY DEPOSITS OF GELAZIYA AND CALABRIA (INVESTIGATIONS FROM EL'GYGYTGYN LAKE, CHUKOTKA)

P.S. Minyuk, V.Y. Borhodoev, Northeastern Interdisciplinary Scientific Research Institute N.A.Shilo FEB RAS, Magadan, Russia

Стратотипом границы гелазия и калабрия, в прошлом границы плиоцена и плейстоцена, является разрез Врика в Италии (Aguirre, Pasini, 1985). Граница проводится по кровле сапропеля «е», в верхней части субхрона Олдувей, между морскими изотопными стадиями (МИС) 65 и 64 на уровне 1.8 млн. лет (Lourens et al., 1996; Zijderveld et al., 1999). Хотя пограничные отложения между гелазием и калабрием исследуются давно, имеются разногласия в привязке границы к морским изотопным стадиям. В некоторых хроностратиграфических схемах (Cohen, Gibbard, 2011) граница проходит на уровне МИС 63 в субхроне Олдувей. В широко применяемой изотопной шкале (Lisiecki, Raymo, 2004) МИС 63 находится в хроне Матуяма выше события Олдувей. Палеомагнитная зональность разреза Врика трактуется неоднозначно. Присутствие среди магнитных минералов аутигенных грейгита и пирротина (?) осложняет установление полярности геомагнитного поля во время осадконакопления (Roberts et al., 2010).

Пограничные отложения гелазия и калабрия изучены по осадкам озера Эльгыгытгын. Озеро расположено на Анадырском плоскогорье Чукотки (67°30′ с.ш., 172°05′ в.д.) в кратерной воронке, происхождение которой связывается с падением метеорита около 3.6 млн лет назад. В результате глубокого бурения, проведенного в 2009 г., вскрыт осадочный чехол озера и верхняя часть подстилающих вулканитов. Мощность осадков составляет 315 м (Melles et al., 2012).

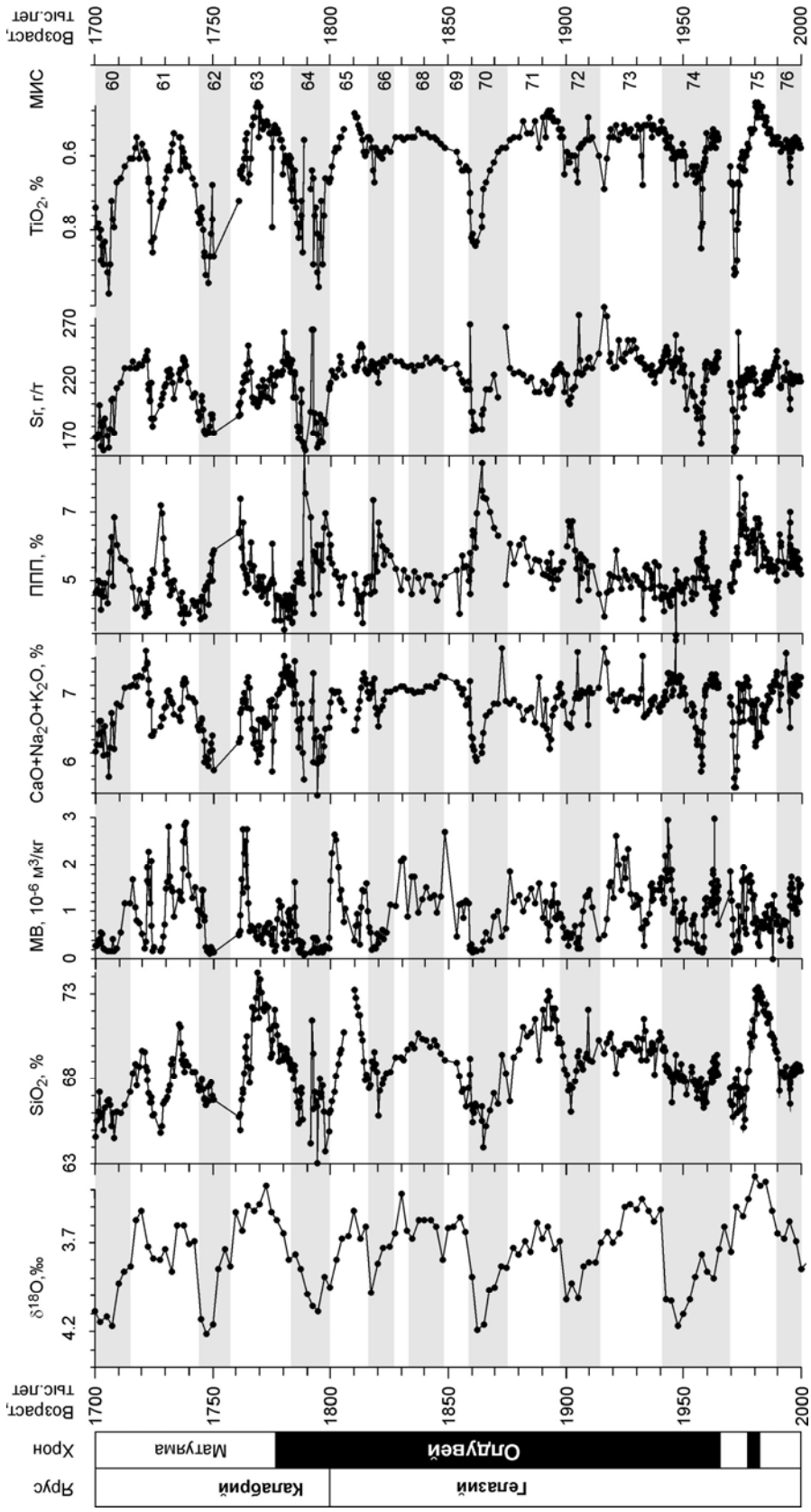
Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания породообразующих элементов определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25 и спектрометре S4 Pioneer, концентрации редких элементов – на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30. Измерения магнитной восприимчивости (МВ) и термокаппаметрия выполнены на многофункциональном каппаметре MFK1-FA с печью CS-3. Всего изучено 463 образца, отобранных непрерывно по разрезу. Каждый образец представляет 2 см мощности осадка. Возраст осадков и палеомагнитные уровни использованы согласно работе (Melles et al., 2012). Охарактеризован интервал от 1700 до 2000 тыс. лет назад.

По всему опробованному интервалу наблюдаются значительные вариации содержания породообразующих и редких элементов и магнитных параметров. Диагностированы изотопные стадии от МИС 75 до МИС 61 (рис.). Ранее установлено, что теплым стадиям (нечетным) свойственны повышенные значения МВ и концентраций SiO_2, CaO, Na_2O, K_2O, Sr, Ba, и пониженные – TiO_2, Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, Ni, Cr. Для отложений «холодных» (четных) стадий отмечается обратная зависимость.

SiO_2. Содержание SiO_2 варьирует в осадках от 58.54 до 74.26%, средние значения для теплых и холодных стадий составляют 69.51 и 67.79%, соответственно. Наблюдается значимая обратная корреляция между SiO_2 и Al_2O_3 (r = -0.91), SiO_2 и TiO_2 (r = -0.67), SiO_2 и Fe_2O_3 (r = -0.90), SiO_2 и MgO (r = -0.82). Часть кремнезема имеет биогенное происхождение и связана с диатомеями. Максимальные значения кремнезема характерны для МИС 63, 65 и 75. В результате разбавления кремнеземом содержания других элементов, а также значения МВ в этих стадиях, пониженные.

TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, Cr, Ni. Содержания этих компонентов повышены в осадках холодных климатических стадий. Между ними отмечена значимая положительная корреляция. Коэффициенты корреляции составляют между Al_2O_3 и TiO_2 (r = 0.65), Al_2O_3 и Fe_2O_3 (r = 0.69), Al_2O_3 и MgO (r = 0.82), Fe_2O_3 и TiO_2 (r = 0.66), Fe_2O_3 и MgO (r = 0.76), TiO_2 и MgO (r = 0.74). Для Ni и Cr наиболее значимая корреляция наблюдается с TiO_2 (r = 0.63 и 0.57, соответственно). Повышенные содержания Ti, Al, Mg, Ni, Cr, а также Fe, связаны с минералами

глинистой фракции. Установлено, что осадки холодных стадий более глинистые, чем осадки теплых стадий. Самые высокие концентрации этих элементов характерны для МИС 64 и 70.



Геохимическая и магнитная характеристики пограничных отложений гелазия и калабрия. Изотопная шкала по (Lisiecki, Raymo, 2005)

CaO, Na_2O, K_2O. Содержание этих оксидов выше в осадках теплых стадий и в сумме составляет в среднем 6.71 и 6.69 для теплых и холодных стадий, соответственно. С ними положительно коррелирует стронций. Наиболее высокие коэффициенты корреляции отмечены для Sr и Na_2O (r = 0.76), Sr и CaO (r = 0.76).

Потери при прокаливании (ППП). Этот параметр отражает относительное содержание органического материала в осадках и варьирует по разрезу в пределах 3.46–8.83% (среднее = 5.30%). Осадки холодных стадий, сформированные в аноксидных обстановках, содержат большее количество органического углерода (Melles et al., 2012). Максимальные значения ППП характерны для МИС 64 и 70.

Магнитная восприимчивость. МВ варьирует по разрезу в пределах $0.09–0.96 \cdot 10^{-6}$ $м^3/кг$. Средние значение для осадков теплых стадий составляет $1.09 \cdot 10^{-6}$ $м^3/кг$, для осадков холодных стадий – $0.8 \cdot 10^{-6}$ $м^3/кг$. Наибольшая корреляция МВ наблюдается с TiO_2 (r = -0.38), Na_2O (r = 0.41), CaO (r = 0.32), Sr (r = 0.43), Ni (r = -0.32), ППП (r = 0.30). Для МИС 63, 65 и 75 значения МВ понижены, что обусловлено разбавлением этого параметра кремнеземом.

Граница гелазия и калабрия (1.8 млн. лет) в разрезе оз. Эльгыгытгын проводится в основании МИС 64, которая ярко выражена по геохимическим и магнитным характеристикам.

Исследования поддержаны грантами ДВО РАН (15-I-2-067), РФФИ (14-05-00573, 15-05-06420).

Список литературы:

Aguirre E., Pasini G. The Pliocene–Pleistocene boundary // Episodes. – 1985. – Vol. 8. – № 2. – P. 116–120.

Cohen K.M., Gibbard P. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years // Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) – Cambridge, England. – 2011.

Lisiecki L., Raymo M. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records // Paleoceanography. – 2005. – Vol. 20. – № 1. – PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.

Lourens L.J., Antonarakou A., Hilgen F.J., van Hoof A.A.M., Vergnaud-Grazzini C., Zachariasse W.J. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale // Paleoceanography. – 1996. – Vol. 11. – P. 391–413.

Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R.M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A. V., Rosén P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B. 2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // Science. – 2012. – Vol. 337. – P. 315–320.

Roberts A.P., Florindo F., Larrasoaña J.C., O'Regan M.A., Zhao X. Complex polarity pattern at the former Plio–Pleistocene global stratotype section at Vrica (Italy): Remagnetization by magnetic iron sulphides // Earth and Planetary Science Letters. – 2010. – Vol. 292. – P. 98–111.

Zijderveld J.D.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Verhallen P.J.J.M., Zachariasse W.J. Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene–lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotone areas in Calabria (Italy) // Earth and Planetary Science Letters. – 1991. – Vol. 107. – P. 697–714.

ОПЫТ СОПРЯЖЕННОГО АНАЛИЗА ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИХ, ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ И ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р. ВАХ

М.В. Михаревич

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия, miharevich@yandex.ru

ASSOCIATIVE ANALYSIS EXPERIENCE OF PALEOCARPOLOGICAL, PALYNOLOGICAL AND DIATOM ASSEMBLAGES OF THE VAH RIVER BASIN QUATERNARY DEPOSITS

M.V. Miharevich, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

Представленные материалы не являются законченным исследованием, но предлагают возможное направление в решении остродискуссионных вопросов о возрасте и генезисе кайнозойских толщ.

В рамках объекта «Составление и подготовка к изданию комплекта государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листов P-44-XX, XXI, XXVI, XXVII (Ларьякская площадь)» были проведены работы по доизучению четвертичных образований. Территория исследования представляет собой обширную, слабо расчлененную равнину с абсолютными отметками высот в долине р.Вах порядка 43-59 м над уровнем моря. Поверхность рельефа полого воздымается к северу до 100-110 м, формируя южный склон Верхнетазовской возвышенности из гряд Сибирских увалов. Осадочный комплекс квартера представленпозднеоплейстоценовым аллювием пойменных и I-IIIнадпойменных террас, талагайкинской (aI*tl*) и семейкинской свит (laI*sk*) раннегоне-оплейстоцена; чембакчинской (aIII*čm*), чурымской (l,glII*čr*) свит и сузгунской (aIIsz) толщи среднего неоплейстоцена, формирующих отложения «материка».

Одним из направлений исследований был сопряженный анализпалинологических, палеокарпологических и диатомовых комплексов из обнажений, вскрываемых р. Вах и его правобережными притоками. Анализ и последующая интерпретация результатов были выполнены М.В. Михаревич и Е.Ю. Митрофановой.

Диатомовые комплексы из средне и поздненеоплейстоценовых отложений представляют собой безусловный микст. Здесь отмечаютсякак вымершие мел-палеогеновые виды морской экологии, так и ныне живущие диатомеи.Большая часть последних относится кпресноводным, но есть и морской сублиторальный полубентическийвид (*Paraliasulcata*).Споро-пыльцевые спектры соответствуют среднетаежной зоне, получившей развитие в межледниковье, лесотундровой – в ледниковые интервалы.Палеокарпологические комплексы не несут признаки переотложенности исогласовываются с диатомовыми водорослями характерными для северных пресноводных водоемов с заболоченным водосбором. В связи с этим предполагается синхронность континентальных диатомей вышеуказанным отложениям

С валунными суглинками обычно связаны находки морской флор, однако в нашем случае образцы из чурымской свиты самаровского горизонта не содержат палинологические, палеокарпологические или диатомовые комплексы. Более древних валунных суглинков на территории исследования нет, в тоже время диатомеи встречаются и в досамаровских горизонтах

Из отложений нижнего неоплейстоцена (семейкинская свита, шайтанский горизонт) выделены диатомовая флора, в которой до вида определены *Paraliasulcata*, остальные диатомеи представлены в виде обломков – «соты». По мнению Е.Ю. Митрофановой, это могут быть виды родов *Coscinodiscus, Thalassiosira, Pyxidicula* и др., т.е. в большинстве своем представители планктона.

Предполагается связь нижненеоплейстоценовых диатомосодержащих отложений района Ваха с пелымской толщей, в которой кроме мел-палеогеновых диатомей, несущих следы многократного переотложения, определяются *Paraliasulcata*и *Stephanopyxisturris,* встречающиеся в Арктике с конца миоцена. Пелымская толща отмечается в Зауральском и на севере ценрального района (Белогорский материк, Сибирские увалы).Возраст и генезис толщиявляется спорным моментом. Так, по мнению, тюменских геологов (Астапов, Генералов, 2000), осадочные образования были сформированы в миоцене. Согласно палеокарпологическим исследованиям В.П. Никитина пелымская толща имеет четвертичный возраст. Палеомагнитные данные подтверждают, что нижняя граница толщине древнее 0,8 млн лет (Стратиграфия…, 2002).

В рамках полученного материала наиболее вероятный возраст диатомосодержащих отложений – ранний неоплейстоцен. По результатам исследованиям Э.И. Лосевой (2000) насеверо-востока Европы *Paraliasulcata*

доминировала в морских слояхнеоплейстоцена.Однако следует добавить, что определимые Э.И. Лосевой диатомовые комплексы отличаются значительным разнообразием, что нельзя сказатьо полученной нами флоре. По видимому диатомосодержащие отложения нижненеоплейстоценового возраста территории исследования включают синхронные им ископаемый семенной и палинологический комплексы, переотложенные пыльцевые зерна из палеоген-неогеновых отложений и морские диатомеи из интерваловмел-палеогенаи позднего-миоцена-плиоцена (*Paraliasulcata*). Вокруг предполагаемых отложений морский трансгрессий в интервале эоплейстоцен-миоцена(новопортовская и ингуянская толщи) продолжаются дискуссии до настоящего времени. Возможно для решениявопроса необходимо более широкое использование палеокарпологического метода.

Список литературы:

Астапов А.П., Генералов П.П., Некрасов А.И., Черепанов Ю.П. Новая стратиграфическая схема неоген-четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (Тюменская область) // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа. – 2000. – № 5

Лосева Э.И. Плио-плейстоценовая флора северо-востока Европы. Автореферат диссертации на соисание степени доктора геолого-минералогических наук.- Санкт-Петербург, 2000

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири / Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. – Новосибирск: СО РАН, 2002 – 243 с.

ДЕГРАДАЦИЯ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА В РЕГИОНЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ – ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БАЗЕ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ, ГИС И ПОЛЕВЫХ ДАННЫХ

А. Моргенштерн[1], Г. Гроссэ[1], Ф. Гюнтер[1], Л. Ширмайстер[1], С. Штеттнер[1], Л. Поллоцек[1], Г. Вех[1], А.А. Четверова[2], И.В. Федорова[3]

[1]Институт им. А. Вегенера, Гельмгольц центр полярных и морских исследований, г. Потсдам, Германия, anne.morgenstern@awi.de,

[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, Россия, a.chetverova@gmail.com

[3] Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия, umnichka@mail.ru

DEGRADATION OF ICE COMPLEX DEPOSITS IN THE LAPTEV SEA REGION – GEOMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS COMBINING REMOTE SENSING, GIS, AND FIELD DATA

A. Morgenstern, G. Grosse, F. Günther, L. Schirrmeister, S. Stettner, L. , Pollozek, G. Veh, Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Potsdam, Germany;

A.A. Chetverova, St. Petersburg State University, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

I.V. Fedorova, Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Возросший научный интерес к деградации ледового комплекса в последнее время вызван актуальностью вопросов климатических изменений. Высокая уязвимость многолетнемерзлых отложений ледового комплекса связана с высоким содержанием в нем льда и лабильных органических веществ, что при потеплении климата, может привести к высвобождению парниковых газов в атмосферу.

Термокарст и термоэрозия – два основных типа деградации многолетнемерзлых пород арктических равнин, и в частности регионов распространения ледового комплекса. Эти процессы и формирующиеся в результате формы рельефа способствуют высвобождениюорганических веществ в атмосферу и в гидросферу, а также могут оказать существенное влияние на водные и энергетические балансы подверженных их влиянию ландшафтов.

В то время как термокарстовые процессы широко изучены, процессы термоэрозии исследованы недостаточно, несмотря на то, что соответствующие им формы рельефа, такие как термоэрозионные овраги, долины и долинные сети, широко распространены в регионе ледового комплекса.

Нами было исследовано: 1) воздействие термоэрозионных процессов на трансформациюрельефа в регионе моря Лаптевых с начала голоцена и 2) интенсивность современных термоэрозионных процессов и развитиеформ рельефа в дельте р. Лены.

Исследование и описание термоэрозионных форм рельефа на региональном уровнес использованием ГИС-анализа данных дистанционного зондирования, цифровых моделей рельефа и полевых исследований показали, что в Голоцене в некоторых частях дельты термоэрозияоказывала сильноевлияние на деградацию ледового комплекса и гораздо более значительное, чем термокарст. Значительные различия в морфологии и пространственном распределенииводотоков и термоэрозионных оврагов наблюдалисьмежду различными районами ледового комплекса, что связано с разницей размеров исследуемых районов, их рельефоми преобладающимикриолитологическими свойствами, а также со степенью предыдущей деградации ледового комплекса термокарстом.

Сравнение спутниковых снимков,полученных в период с 1964 по 2011 год показывает увеличение длины термоэрозионных водотоков и долин в пределах ледового комплекса дельты р. Лены на 1,6 %.При этом интенсивность современных термоэрозионных процессов сильно отличается в различных частях дельты, а также в течение различных промежутков времени.

АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КОНОПЛЯНОЕ (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН)

Н.Р. Мухаметгалиев
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия, mukhamet_gali@mail.ru

POLLEN STRATIGRAPHY OF HOLOCENE SEDIMENTS OF LAKES KONOPLYANOE (REPUBLIC OF TATARSTAN)

N.R. Mukhametgaliev, Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia

Спорово-пыльцевой анализ прочно закрепился среди методов, позволяющих заглянуть в прошлое и увидеть все те изменения, которым подвергалась Земля в процессе своего развития. Споры и пыльца растений зарекомендовали себя как высокоэффективные интерпретаторы климатических и экологических событий прошлого (Kienast et al, 2011). В этом плане особенно интересны донные отложения озер. Долгое время палинологи изучали лишь торф. А торфяников на территории Средней России немного, что не дает полной картины развития растительности. Озера же имеют на своем дне хранилище неизведанных знаний, которые нам еще только предстоит узнать. Целью исследования явилась стратиграфия голоценовых отложений озера Конопляное, основанная на качественном и количественном составе спор и пыльцы растений для воссоздания картины экосистемного развития во взаимосвязи с геохронологическими процессами исследованного региона. Исследование озерных отложений Республики Татарстан, представленное в данной работе, вносит неотъемлемый вклад в сбор данных об экологических условиях Средней части России. Озеро Конопляное находится в Спасском районе у села Гусиха на юге Республики Татарстан. Оно имеет форму эллипса 546 метров длиной и 196 метров шириной и имеет площадь зеркала порядка 0,326 км^2. Озеро является водосбором многих мелких ручьев и рек, питание озера смешанное. Глубина озера достигает 13 метров. Озеро предположительно является карстовым, но одним из ручьев оно соединено с рекой Бездна, которая впадает в Каму. Дно озера слагается песками и глинами, которые подстилают почвы вокруг озера. (Атлас Татарстана, 2005). Отбор колонок донных отложений производился в октябре 2012 года пробоотборником UWITEC (Австрия). Использованный метод отбора колонок грунта из центральной части озера позволяет проследить последовательность накопления осадков привносимых с водосбора, животных и растительных организмов, обитателей водоема. Для комплексного анализа была отобрана трубка длиной 30 см. Осадок представлял собой ил темно-бурого цвета с малым количеством песка. Ил был чрезвычайно богат органикой, о чем говорит его темный цвет и маслянистость. Подобные илы очень характерны для озер южных районов Татарстана (Зиганшин, 2005). Для комплексного анализа была отобрана трубка длиной 30 см. Для получения спорово-пыльцевого мацерата применялась стандартная методика (Faegri, Iversen, 1989). Для определения таксономической принадлежности пыльцы и спор применялись определители и атласы (Куприянова, Алешина, 1972; Jankovska, 1991). В отложениях была идентифицирована 39 палиноморф. Всего в отложениях представлены 10 древесных и 21 травянистых таксонов. Также имеется 2 кустарничка и 5 споровых палиноморф. включая род *Pediastrum* Meyen и гриб рода *Ustilago* Jens. В осадках озера Конопляное абсолютным доминантом является *Betula* sect. *Albae.* Количество пыльцевых зерен березы варьирует от 52 до 73%. Среди деревьев в числе доминантов также фигурирует пыльца *Pinus sylvestris* L., но роль этого таксона гораздо меньше—всего от 10 до 21%. Это разительно отличается от данных, полученных разными исследователями на территории Татарстана и сопредельных территориях (Шаландина, 1971; Благовещенская, 1986; Бакин и др., 2011). Согласно этим источникам, доминантом (до 80%) среди древесной пыльцы в спектрах является именно летучая пыльца сосны. Береза же чаще стоит на втором месте. Это может быть объяснено различными материалами для исследований, так как большинство палинодиаграмм для республики составлено на торфе. Всего по характеру изменения растительности можно выделить 4 палинозоны, отличающиеся друг от друга целым рядом факторов. Палинозона I (23-30 см) характеризуется максимальным содержанием пыльцы хвойных *Pinus sylvestris* L. и *Picea sp.* Доля ели после этой фазы заметно снижается. Наивысшее содержание этих таксонов, вероятно, говорит о распространении светлохвойных лесов с примесью ели вокруг района исследований. Подтверждение фазы развития лесов может являться высокое (до 2%) содержание пыльцы семейства вересковые, а также спор плаунов и папоротников. В последующем эти таксоны полностью или частично выпадают из спектра. В условиях Татарстана в сосняках часто встречается представители этого семейства, создавая устойчивые сообщества (Марков, 1935). Если рассмотреть антропогенное действие, то для в этой зоне уже присутствует пыльца культурных злаков. Доля пыльца ржи в 2 раза выше доли пыльцы пшеницы. Еще одной характерной особенностью, характеризующая местные локальные условия, является высокая доля пыльцы осоковых и спор сфагнума. Это явно говорит о заболоченности и сырости условий этой палинозоны. Для палинозоны II (16-23 см) следует выделить несколько важных событий. Самое важное—резкое сокращение доли пыльцы сосновых. Это позволяет говорить о сокращении лесов в изученном районе, возможно даже под антропогенным воздействием. На фоне этого снижения вполне хорошо объясняется увеличение доли пыльцы березы, которая относится к породе временных лесов. Стоит также заметить, что доля широколиственных пород также остается на прежнем уровне, а у липы даже слегка повышается. Следует отметить, что начиная с этой палинозоны, начинает увеличиваться доля пыльцы разнотравья, которая характеризует луговую растительность. Это также соотноситься с сокращением площади лесов. Относительный состав пыльцы культурных злаков остается прежним, но в спектре появляется паразит злаковых головня, которая отсутствовала в первой палинозоне. Это также говорит об увеличении площади полей, благодаря чему паразит хорошо мог развиваться. О повышении доли полей го-

ворит и нахождение в спектре сорных растений, таких как *Convolvulus arvensis* L., *Chenopodium album* L. и *Centaurea cyanus* L. Эти растения очень хорошо определяются в пробах, но содержание их невелико. Именно эти растения используются многими исследователями для демонстрации антропогенного воздействия на среду (Шаландина, 1981). Палинозона III (7-16 см) начинается с резкого падения доли широколиственных пород, что, скорее всего, также связано с антропогенным воздействием. Особенно это показательно для липы: с доли в более чем в 5% она падает почти до 0. Вместе с широколиственными породами полностью пропадают и плауны. Споры папоротников сначала пропадает вместе с плаунами, но затем восстанавливается. Для этой палинозоны очень показательно общее увеличение доли травянистых растений, что на фоне сокращения лесов говорит о развитии луговой растительности. Вокруг озера начинают массово распространяться ивняки. Содержание пыльцы *Salix sp.* с 0 возрастает до 4%. Это совпадает с началом зарастания водоема такими растениями, как рдест и кубышка. Эти таксоны появляются друг за другом, и сохраняют свое присутствие до настоящего момента. Также в этой зоне повысилось и содержание водоросли *Pediastrum*, что также говорить о зарастании водоема. Для зоны характерно повышение доли культурных злаков, особенно это касается пшеницы. На фоне предположительной вырубки широколиственных лесов это выглядит вполне логичным. Палинозона IV (0-7 см) характеризуется еще большим уменьшением доли лесов. На фоне этого увеличиваются леса временные, где господствует береза. Параллельно с березой также увеличивается и доля пыльцы дуба, что говорит о его участии в составе древостоя. Среди травянистых сократилось участие многих таксонов в составе спектров, что в первую очередь свидетельствует об уменьшении доли лугов и их распашке. Об этом свидетельствует и максимальное содержание спор *Ustilago sp.* Уровень же культурных злаков остался на прежнем уровне. Сокращается и уровень содержания водоросли *Pediastrum sp.*, что скорее всего, является показателем загрязнения водоема человеком. педиаструм очень плохо реагирует на загрязнение, что позволяет использовать этот вид в экологическом мониторинге (Weckström, 2010). Все это позволяет говорить о сильном антропогенном воздействии на растительность в эпоху голоцена. Это проявляется в первую очередь в вырубке лесов и распашке полей, которое хорошо отражается на спорово-пыльцевых спектрах.

Список литературы

Атлас Республики Татарстан.—М.: ПКО «Картография», 2005. – 215 с.

Бакин О.В., Панова Н.К., Антипина Т.Г. Материалы по истории раннего голоцена Татарстана // Ботанические заметки.— Казань, 2011. – №2. – С. 35-42.

Благовещенская Н. В. История растительности лесов и болот Ульяновского Предволжья в голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Автореф. дисс…. канд. геогр. наук.—Л., 1986. – 24 с.

Зиганшин И. И. Донные отложения озер Республики Татарстан : дис. – Ярославль : Автореф. дис.… канд. геогр. Наук.—Ярославль, 2005. – 25 с.

Марков М.В. Лес и степь в условиях Закамья // Труды общ-ва естествоисп. при Казанском ун-те, 1935. – Т.35, Вып.6. – С. 69-179.

Шаландина В.Т. Растительный покров северо-запада Татарии в позднем голоцене и его изменение под влиянием антропогенного фактора. / Антропогенные факторы в истории развитии современных экосистем.—М.: Наука, 1981. – с 60-65.

Шаландина В.Т. Основные черты истории растительного покрова Татарии в голоцене // Дисс. ... канд. биол. наук.—Казань, 1971. – 197 с.

Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры СССР. – Л.: Наука, 1972. – Т.1. – 171 с.

Faegri K., Iversen J. Textbook of Pollen Analysis. 4th ed. by K. Faegri, P.E. Kaland and K. Krzywinski, John Wiley and Sons, Chichester, 1989. –328 p.

Jankovska, V. Unbekannte Objekte in Pollenpräparaten – Tardigrada. Proc. of the Pan-European Palaeobot. Conf. Vienna, Austria, 1991. – P. 19-23.

Kienast F., Wetterich S., Kuzmina S., Schirrmeister L., Andreev A., Tarasov P., Nazarova L., Kossler A., Frolova L., Kunitsky V. Paleontological records prove boreal woodland under dry inland climate at today's Arctic coast in Beringia during the last interglacial // Quaternary Science Reviews. 2011. – Vol. 30. – 17/18. – P. 2134-2159.

Weckström K. et al. The ecology of Pediastrum (Chlorophyceae) in subarctic lakes and their potential as paleobioindicators // Journal of Paleolimnology, 2010. – Т. 43, №. 1. – С. 61-73.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Д.В. Назаров[1,2]

[1]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*

[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* d.nazarov@spbu.ru

UPPER PLEISTOCENE OF THE WEST SIBERIAN NORTH

D.V. Nazarov, A.P. Karpinsky Russian geological research institute, Saint-Petersburg, Russia
Saint-Petersburg University, Saint-Petersburg, Russia

Четвертичные образования Крайнего Севера Западной Сибири не перестают оставаться наименее изученными в пределах российской Арктики. По результатам российско-норвежских проектов удалось заложить основы местной стратиграфической схемы центральной части севера Западной Сибири и провести корреляцию

верхнеплейстоценовых межледниковых морских и аллювиальных образований от низовьев Оби до Нижнего Енисея (Назаров, 2007; Astakhov, Nazarov, 2010; Назаров, 2011).

Работы последних четырех лет по созданию листов государственных геологических карт в сибирской Арктике позволили значительно уточнить и расширить прежние представления. Вместе с новыми данными о геологическом строении приповерхностной толщи четвертичных отложений на Ямале, Гыдане и западе Северо-Сибирской низменности, получено 82 определения возраста методом ОСЛ, 99 радиоуглеродных дат и проанализировано более 400 микропалеонтологических образцов. Наиболее значимые результаты можно свести к четырем пунктам:

Два синхронных ледниковых щита в Сибири. Пределы распространения позднеплейстоценовых ледников на северо-востоке Западной Сибири и в Северо-Сибирской низменности до сих пор однозначно не определены. Предполагаемые границы в значительной степени соответствуют краевым моренным грядам с учетом их ориентировки в пространстве (Svendsen *et al.*, 2004; Astakhov 2013; Möller *et al.* 2015). Тем не менее ключевым признаком по-прежнему остаются взаимоотношения межледниковых и ледниковых верхнеплейстоценовых образований. Они были прослежены в многочисленных обнажениях вдоль предполагаемой границы последнего покровного оледенения от берегов Байдарацкой губы до западной части Северо-Сибирской низменности. Особенно выразительны оказались классические разрезы морских межледниковых образований по берегам р. Агапа. Здесь морские пески и глинистые алевриты с тепловодной фауной вложены в верхнюю в разрезе морену, которая слагает обширные водоразделы к северу от оз. Пясино. Древний береговой клиф бореальной трансгрессии выражен в рельефе четким уступом 40–50 м высотой в нижнем течении рр. Янгода и Агапа, а контакт с мореной подчеркнут штрандовой фацией вдоль тылового шва.

Прислонение морских межледниковых верхнеплейстоценовых образований к подстилающим ледниковым свидетельствует об отсутствии позднеплейстоценового покровного оледенения в бассейне р. Агапа вопреки современной реконструкции ледникового щита (Svendsen *et al.* 2004). Таким образом Джангодская ледниковая напорная гряда вероятно сформировалась не позднее среднего плейстоцена. Чуть севернее Агапы, на Таймыре и п-ове Гыдан те же межледниковые морские осадки уже перекрыты мореной, аналогичная ситуация и к юго-западу в низовьях Енисея – на мысе Каргинский и р. Мал. Хета. Возможно это объясняется сосуществованием двух раздельных ледяных куполов в первой половине позднего плейстоцена. Один находился на шельфе Карского моря достигая Сопкейской гряды в восточных предгорьях Полярного Урала, Гыданской гряды на Гыдане и Мокориттских гряд в Северо-Сибирской низменности. Второй ледник располагался на плато Путорана и перегораживал западным флангом Нижний Енисей от о. Большой Шар в районе Туруханска на юге до пос. Усть-Порт и мыса Каргинский на севере. Таким образом между двумя ледниковыми щитами существовало пространство свободное ото льда весь поздний плейстоцен вдоль линии р. Хета – р. Агапа – р. Танама.

Позднеледниковая трансгрессия. Значимым результатом работ последних лет является установление области распространения образований обширной позднеледниковой трансгрессии в первой половине позднего плейстоцена на севере Западной Сибири. Полный разрез осадков этой трансгрессии, отражающий весь трансгрессивно-регрессивный цикл представлен на п-ове Ямал моржовской свитой. Глины, алевриты и пески свиты залегают непосредственно на погребенных глетчерных льдах и верхнеплейстоценовой морене. Моржовская свита содержит по всему разрезу холодноводные морские моллюски видов *Portlandia arctica* и *Portlandia aestuariorum*, арктические фораминиферы и диатомовые, а ее мощность достигает 62 м. Средний ОСЛ возраст моржовских песков по 18 образцам составляет ~70 тыс. лет.

В низовьях Енисея осадками синхронной позднеледниковой трансгрессии являются пески зверевской свиты со средним ОСЛ возрастом 77 тыс. лет по 10 датам (Назаров, 2011). На территории Северо-Сибирской низменности аналогами могут считаться холодноводные морские образования района оз. Таймыр и бассейна р. Хатанга, где среднее значение возраста песков и раковин моллюсков по 32 ОСЛ и ЭПР датам составило 87 тыс. лет (Möller *et al.*, 2015).

Перигляциальный аллювий второй террасы и «едома». Важным элементом верхнеплейстоценового разреза является комплекс второй надпойменной террасы. Ее строение закономерно не только на севере Западной Сибири, но и на смежных к западу и востоку территориях. От Печорской низменности до Северо-Сибирской вторая терраса сложена перстративным аллювием мощностью около 10 – 12 м и перекрыта покровным лессовидным комплексом до 15 м мощностью с псевдоморфозами по сингенетическим ПЖЛ и остатками мегафауны включая знаменитые трупы мамонтов на Ямале, Гыдане и Таймыре. На данный момент из аллювия получено несколько сотен радиоуглеродных и ОСЛ возрастов примерно в интервале от 42 до 25 тыс. лет. Из покровного комплекса получены даты в среднем от 20 до 12 тыс. лет. Несмотря на узнаваемость аллювия второй надпойменной террасы его нередко принимали за морские отложения с конечными радиоуглеродными датами. В ряде случаев это привело к появлению мифической «каргинской» морской трансгрессии на севере Западной Сибири (Авдалович, Биджиев, 1984) на фоне эвстатического понижения уровня Мирового океана на 60–80 м (Lambeck, Chappell, 2001).

Региональные горизонты. В ранее предложенные региональные горизонты Западной Сибири (Астахов, 2006; Astakhov, Nazarov, 2010) следует включить новые местные подразделения:

1. Зырянский горизонт. Позднеледниковые морские образования с холодноводной фауной и флорой и ОСЛ/ЭПР возрастом ~70–80 тыс. лет – моржовская свита Ямала и Гыдана, зверевская свита Нижнего Енисея, дельтовые образования района оз. Таймыр и р. Хатанга.

2. Варьяхинский горизонт. Послеледниковый перигляциальный аллювий второй надпойменной террасы вместе с покровными лессовидными алевритами – нярминская свита и байдарацкий эолий Ямала, аллювий вторых террас гыданского Юрибея и Агапы перекрытые плащом местной «едомы».

Список литературы:

Авдалович С.А., Биджиев Р.А. Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблема сартанского оледенения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1984. – № 1. – С. 89–100.

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 11. – С. 1207–1220.

Назаров Д.В. Новое о четвертичных отложениях центральной части западносибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 213–221.

Назаров Д.В. Четвертичные отложения центральной части западно-сибирской Арктики. Автореферат диссертации канд. геол.-минерал. наук. – СПб. – 2011. – 26 с.

Astakhov V.I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view // Boreas. – 2013. – Vol. 42. – P. 1–24.

Astakhov V.I, Nazarov D.V. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // Quaternary Science Reviews. – 2010. Vol. 29. – P. 3615–3629.

Lambeck K., Chappell J. Sea-level through the last glacial cycle // Science. – 2001. – 292. – P. 679–685.

Möller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C. The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e–2) // Quaternary Science Reviews. – 2015. Vol. 107. – P. 149–181.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23. – № 11–13. – P. 1229–1271.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЙМЫ В ДОЛИНЕ ВЕРХНЕЙ КАМЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Н.Н. Назаров, С.В. Копытов

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

nazarov@psu.ru, sergkopytov@gmail.com

LITHOLOGICAL SETTING AND FLOODPLAIN FORMATION IN UPPER KAMA VALLEY IN THE LATE HOLOCENE

N.N. Nazarov, S.V. Kopytov, Perm State National Research University, Perm, Russia

До настоящего времени остается много дискуссионных вопросов в представлениях о формировании рельефа и аллювия долины верхней Камы. Восстановление очертаний и формы русла и поймы на различных этапах их развития (в основном в течение голоцена) по морфологическим следам на пойме, краям уступов террас и другим признакам и датировки выполняющих их отложений позволяет восстановить природную обстановку каждого этапа, темпы и направленность эрозионно-аккумулятивных процессов, интенсивность осадконакопления, выявить проявления трансформации ландшафтов и оценить их последствия.

В качестве объекта исследования выбран 90-километровый участок долины р. Камы от с. Бондюг до устья р. Вишеры. В плейстоцене река имела меридиональное (вдоль Урала) направление и не имела связи с самым верхним участком русла современной Камы (Горецкий, 1964).

Для анализа пойменного рельефа в сочетании с крупномасштабными топографическими картами использовались аэрофото- и космические снимки. Наиболее корректными для такого вида анализа являются карты м-ба 1:25000, покрывающие всю территорию страны. Поскольку геологическое строение и рельеф поймы оказывает влияние на другие ландшафтные компоненты (условия увлажнения, характер растительных ассоциаций, почвы), фототон на снимке часто отражает такие черты строения поймы, которые не проявляются на топографических картах. При подборе снимков для анализа особое внимание уделялось их разрешению, которое должно соответствовать пространственным масштабам изучаемых флювиальных форм рельефа. Снимок со спутника SPOT-6 (август 2013 г.), с пространственным разрешением панхроматического канала 2 м, спектральных каналов 8 м был получен в период низкой летней межени на р. Кама (уровень воды был ниже среднемноголетнего для этого периода, в связи с преобладанием засушливой погоды летом 2013 г.). Снимки со спутника SPOT-5 (за 06.05.2011 г. и 26.07.2011 г.) получены с пространственным разрешением в панхроматическом диапазоне 2,5 м, спектральных каналов 10 м. Снимок за 06.05.2011 г. получен в период прохождения весеннего половодья (пик половодья на этом участке р. Кама наблюдался в конце первой декады мая).

С целью изучения пространственно-временных особенностей формирования камской долины было проведено картографирование возрастных генераций речной поймы. Для этого использовалась оригинальная методика их выделения, апробированная на поймах других рек (Чернов и др., 2010), а также технические приемы, обусловленные региональной спецификой местного поймогенеза (Назаров и др., 2012). Выделение разновозрастных пойменных генераций производилось, учитывая особенности первичного пойменного рельефа и фототон различных участков поймы, а также взаимную ориентировку пойменных грив и пойменных сегментов на разных пойменных массивах.

В результате геоморфологического картографирования было выделено 6 разновозрастных генераций поймы, 2 надпойменные террасы, древние ложбины стока (Назаров и др., 2014). Наибольшим распространени-

ем пользуется четвертая (28 %), а наименьшим – шестая (6%). Самой высокой степенью разнообразия разновозрастных генераций на единицу площади речной долины отличается участок д. Исады – п. Ниж. Керчево. Узкая левобережная пойма здесь представлена последовательным рядом генераций – от шестой (самой старшей) до первой (самой молодой). В результате продольного (сверху – вниз) перемещения в течение всего голоцена пологой вынужденной излучины, сформировавшиеся здесь геосистемы располагаются под острым углом к ее склонам и руслу.

Во время формирования самой древней для Камы – шестой генерации поймы, русло реки характеризовалось преобладанием пологих сегментных излучин. Крупных переформирований, вероятно, не было, так как излучины так и не достигли завершающих стадий развития на протяжении практически всего течения данного участка реки. На стадии формирования пятой и в большей степени четвертой генераций поймы большая часть излучин достигла завершающей стадии развития. Распространение получили синусоидальные и омеговидные излучины. Третья генерация характеризуется преобладанием относительно пологих сегментных с большими шагами излучин, так как извилистость основного русла на данных этапах его развития была относительно невысокой. На стадии формирования второй генерации поймы характер формы русла реки аналогичен современному и характеризуется искривлением возникших ранее относительно пологих излучин.

В процессе полевых работ на ключевых участках проведены зачистки уступов и бурение разновозрастных сегментов поймы, описаны порядка 40 литологических колонок разрезов и скважин. Литологическое строение разрезов аллювиальных отложений представленных генераций характеризуется оторфованностью, что связано с переувлажнением долины в связи с увеличением водности реки в данные периоды, приводившие к переувлажнению поймы. Верхние слои пойменных отложений представлены современным наилком и наилком предыдущих лет – хорошо слоистым песком разных оттенков желтого цвета. Ниже представлены алевриты по гранулометрическому составу, в основном, средние, а также пески, супеси.

Перепад абсолютных отметок разрезов колеблется от 107 м до 115 м над уровнем моря. Наиболее высокая отметка характерна для разреза «Верх. Лекмартово» (60°26'38,20" с.ш., 55°58'26,80" в.д.), который располагается на левом берегу р. Камы в 3,3 км от одноименной деревни и представляет собой нижнюю часть толщи пойменной ложбины 3 генерации. Средняя высота изученных разрезов составляет 2,9 м. Наиболее мощная толща аллювиальных отложений (5 м) была вскрыта в разрезе «Пянтег» (60°08'03,10" с.ш., 56°16'15,60" в.д.), который располагается на левом берегу в 1 км от одноименного села ниже по течению р. Камы и представляет собой уступ 5 пойменной генерации. В литологической колонке данного разреза выделено 16 слоев аллювиальных отложений.

Наибольшим распространением во вскрытых толщах осадков отличаются мелко- и тонкозернистые пески (21,8%), в основном, составляя русловую фацию аллювия. Следом располагаются средние и тяжелые алевриты зачастую со следами ожелезнения и оглеения (19,7%). Наиболее мощные горизонты плотных, сизых, горизонтально-слоистых алевритов с признаками ожелезнения вскрыты в разрезе «Б. Долды – 2» (60°17'45,20" с.ш., 56°09'03,90" в.д.), расположенном на правом берегу р. Камы напротив одноименной деревни и представляет собой уступ 4 пойменной генерации высотой 3,15 м. Далее идут слаборазложившиеся, с остатками древесины торфа (11,9%), которые встречаются в большинстве разрезов. Наиболее мощный горизонт торфа (1,65 м) выявлен в разрезе «Керчевский» (59°57'57,80" с.ш., 56°18'29,70" в.д.), который расположен на левом берегу в 1,2 км от одноименного села выше по течению р. Камы и представляет собой уступ 6 пойменной генерации высотой 4,25 м.

С целью установления абсолютной хронологии формирования долины отбирались образцы на радиоуглеродный, палинологический и карпологический анализы. Пробы на радиоуглеродный анализ брались из органогенно-минеральных слоев, представляющих собой переслаивание в разной степени оторфованных и насыщенных растительным детритом песков и алевритов, местами с прослоями чистого торфа, возможно (в одном разрезе) с горизонтом погребенной почвы. Разброс имеющихся дат на сегодняшний момент времени – от современного до 4470±70 BP. Полученные данные позволят в скором времени приблизится к решению главных вопросов – установлению временных рамок смены направленности русловых процессов в голоцене и определению общего тренда их развития в среднесрочной перспективе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-41281).

Список литературы:

Горецкий Г.Н. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. – М.: Наука, 1964. – 415 с.

Назаров Н.Н., Копытов С.В., Чернов А.В. Пространственно-временные особенности формирования разновозрастных генераций поймы верхней Камы // Географический вестник. – 2014. – №4. – С. 4-7.

Назаров Н.Н., Черепанова Е.С. Пойменно-русловые комплексы Пермского Прикамья. – Пермь: изд-во Перм. ун-та, 2012. – 158 с.

Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Карманов В.Н., Панин А.В. История развития средней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы. – Волгоград: Перемена, 2010. – С. 181-190.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЯ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

О.Д. Найдина
Геологический институт РАН, Москва, Россия, naidina@ilran.ru

POSTGLACIAL ENVIRONMENT OF THE LAPTEV SEA REGION BY RESULTS OF POLLEN ANALYSIS OF SHELF DEPOSITS

O.D. Naidina, Geological institute RAS, Moscow, Russia

Реконструкция эволюции растительности и климата во времени является основным условием изучения истории современных природных систем за последние 11.3 тысяч лет. В результае мультидисциплинарных морских и наземных исследований в Арктике установлено, что уникальный природный комплекс региона моря Лаптевых не имеет аналогов в мире.

Изучение донных осадков необходимо для реконструкции условий формирования палеоклимата Арктики, где происходит влияние стока таких сибирских рек, как Лена, Хатанга, Анабар, Оленек, на развитие природной среды.

При многолетних всесторонних исследованиях палеосреды моря Лаптевых и прилегающей части Сибири используется также данные спорово-пыльцевого анализа, как одного из результативных методов палеоклиматических реконструкций. В рамках проекта по изучению эколого-климатической системы моря Лаптевых палинологически были изучены керновые материалы колонок из голоценовых отложений моря Лаптевых (Bauch et al., 2001a,b; Naidina, Bauch, 2011).

Отбор образцов керна проводился с интервалом в среднем 5 см. Возрастные шкалы осадков построены по данным аксельраторного масспектрометрического датирования ($AMS^{14}C$) биогенного кальцита раковин бентосных фораминифер и остракод. Все радиоуглеродные датировки были калиброваны в календарный возраст (Bauch et al., 2001a).

Первоначально были изучены пыльцевые спектры из современных осадков моря Лаптевых. Установлено, что сокращение численности пыльцы древесных и травянистых растений в морских осадках происходит по мере удаления от побережья. В целом соотношение основных компонентов пыльцевых спектров достоверно отражает растительность севера Якутии и может использоваться для реконструкции палеосреды (Найдина, 2013; 2014; Найдина и др., 2000; Naidina, Bauch, 2011).

Отложения раннего и среднего голоцена были подробно изучены в разрезах восточной части шельфа моря Лаптевых, осадки которого накапливались с 11.3 тыс. лет по 5.3 тыс. лет назад. В начале послеледниковья преобладала тундровая растительность с температурами воздуха близких к современным. Преобладала растительность с кустарничковыми березками Betula sect. Nanae и ольховником Duschekia (Alnaster) fruticosa.

По данным пыльцевого анализа морских осадков выявлено, что начиная приблизительно с 9.3 тыс. лет и до 8 тыс. лет назад температура воздуха была выше современной. В это время развивалась максимальная стадия голоценовой трансгрессии и на суше тундровая растительность сменялась лесотундровой.

В другом изученном разрезе с внутреннего шельфа осадки накапливались с 9.4 тыс. лет по ныне (Bauch et al., 2001b). Таксономический состав комплекса пыльцы и спор типичен для растительности заполярья.

Возрастание количества пыльцы древесных растений на шельфе фиксируется после 6 тыс. лет. Относительное обилие пыльцы Pinus pumila во время среднего голоцена может свидетельствовать о расширении ареала произрастания кедрового стланика в климатический оптимум.

Начиная с 2.5 тыс. лет и по ныне сокращается численность пыльцы Pinus pumila и начинает преобладать пыльца Betula sect. Nanae.

Сравнение с палеоботаническими данными по региону (MacDonald et al., 2000) показывает, что возрастание приноса пыльцы на шельф совпадает с инвазией лесотундры к северу во время потепления.

Список литературы:

Найдина О.Д. Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2014. – Т. 22. – № 3. – С. 115-124.

Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2013. – Т. 21. – № 4. – С. 124-136.

Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х. Первые свидетельства о распределении пыльцы и спор в поверхностных осадках моря Лаптевых и их значение для палеоклиматических реконструкций голоцена Арктической Сибири // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 2000. – Вып. -75(1).- С. 67-72.

Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Quaternary Int. – 2011. –V. 229. – P. 84-88.

Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D., Kunz-Pirrung M., Thiede J. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quaternary Research. – 2001a. –V. 55. – № 3. – P. 344-35.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. – 2001b. – V. 31. – P. 125-139.

MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski K.V. Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia // Quaternary Research. – 2000. –V.53. – P. 302-311.

СРЕДНЕМАСШТАБНЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА ПРИМОРСКОГО ОРОГЕНА

С.А. Несмеянов, О.А. Воейкова, А.А. Мурый
Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), Москва, Россия, voa49@mail.ru

MESOSCALE QUANTITATIVE RECONSTRUCTION OF PALEORELIEF OF COASTAL OROGEN

S.A. Nesmeyanov, O.A. Voeykova, A.A. Muriy, Sergeev Institute of Environmental Geoscience RAS (IEG RAS), Moscow, Russia

Методика количественных реконструкций палеорельефа рассмотрена на примере детально изученного участка на Западном Кавказе, прилегающего к Черному морю, которое связано с Мировым океаном. Для него можно считать практически постоянным (в пределах первого десятка метров) уровень трансгрессивных максимумов, по крайней мере, для четвертичного периода (Несмеянов, Измайлов, 1995). При подобном допущении возможно использование реконструкций, опирающихся на расчет палеоуклонов днищ речных долин, начиная непосредственно от морского побережья. Для таких построений выбрана детально изученная горная часть долины р. Мзымты с олимпийскими объектами.

Палеореконструкции опираются на результаты возрастного расчленения рельефа, методика которого (Костенко, 1961; Несмеянов, 1971) была использована и для бассейна р. Мзыты (Несмеянов, 1999). Проведенное ранее возрастное расчленение рельефа (Несмеянов, 1992) подтвердило для данной территории палеогеновый возраст начала формирования водоразделов Главного и Аибгинского хребтов, однако до середины миоцена орографически выраженного бассейна р. Мзымты еще не существовало. Среднемасштабные реконструкции палеорельефа осуществлялись для миоцен-раннеплиоценового, позднеплиоцен-палеоплейстоценового, эоплейстоценового и ранненеоплейстоценового этапов с шагом палеоизогипс в 100 м. Для более молодых этапов, среднего и позднего неоплейстоцена и голоцена построения не проводились, поскольку для данного масштабного уровня ширина палеодолины практически не менялась.

Палеореконструкции составлялись на конец этапов (на эпоху завершения эрозионно-аккумулятивных циклов), отвечающих максимумам трансгрессий и заполнения долин аллювием (т.е. на момент выработки равновесия продольного профиля основной реки). Реконструкции осуществлялись соответственно для раннеплиоценового, палеоплейстоценового, эоплейстоценового и ранненеоплейстоценового возрастных срезов. Они строились с учетом следующих вполне очевидных допущений. 1. Уровень моря в максимумы трансгрессий был близок к современному. 2. Абсолютная высота днищ палеодолин рассчитывалась исходя из типовых вариантов уклонов речных долин (точнее — уклонов вдоль их медианных линий). 3. Перегибы в поперечном геоморфологическом профиле между склонами и днищем эрозионного вреза отвечает уровню заполнения долин аллювием. 4. При различии современной высоты таких перегибов на противоположных бортах долины, ее перекос считается более поздним (за счет разрывных или пликативных смещений). А исходная высота этих перегибов принимается равной расчетной высоте медианной линии в данном сечении долины. 5. При выборе направления главной реки на широкой выровненной прибрежной поверхности принимается, что река течет в направлении максимальных уклонов этой поверхности, т.е. по кратчайшему направлению в сторону моря.

Для построения количественных палеореконструкций последовательно проводились следующие операции:

1. Трассировка береговых линий неоплейстоценовых палеоморей опирается на обнажения морских террас (Несмеянов, Измайлов, 1995). Для четырех более древних уровней положение древних береговых линий устанавливалось с помощью картирования останцов соответствующих денудационных поверхностей. При этом принималось, что береговая линия располагалась у ближайшего к морю тылового шва соответствующего геоморфологического уровня.

2. Оконтуривание днища палеоврезов проводилось по перегибам в палеоврезе между его крутой “бортовой” или “склоновой” частью и пологой, относящейся к “днищу”. Вся слабо изогнутая часть такого эрозионного “днища” на момент палеореконструкции (конец эрозионно-аккумулятивного цикла) оказывается перекрытой аллювием, кровля которого служит морфологическим “днищем” долины на конец этапа.

3. Расчет палеоуклонов днища долины палео-Мзымты и ее притоков включал несколько операций. Сначала выделяются два основных района с различным подходом к определению палеоуклонов днищ долин: равнинный, отвечающий Адлерской впадине, и горный, входящий в орогенический мегасвод Большого Кавказа. В пределах Адлерской впадины средний современный уклон по долине составляет 0,006, а в горной области — 0,027.

В Адлерской впадине современный и древний, вплоть до понтического, аллювий представлен преимущественно галечным материалом. Поэтому для всех разновозрастных палеореконструкций в равнинной области допустимо сохранить единый генерализованный (без учета меандрирования и локальных изгибов русла) уклон — 0,006. Для определения палеовысоты днища реки у фронта горной части долины (юго-западный склон гор Ахцу) достаточно умножить этот уклон на расстояние от данной точки до береговой линии соответствующего этапа. Поученная отметка рельефа приписывается соответствующему геоморфологическому уровню в массиве Ахцу, воздымающемуся над Адлерской впадиной по системе Воронцовских взросо-надвигов.

На развитие горной части долины влияют четыре фактора: орогенических поднятий, палеоорографический — отражающий изменения орографического плана (изменение размера долин и проявления поперечных поднятий), гидрологический и структурный — проявление подпруживающего разрывного смещения. Их влия-

ние на изменение уклона долины Мзымты было комплексным. В результате детального анализа составлена схема расположения мест смены уклонов днища магистральной долины и предгорных равнин для каждого временного этапа (табл.).

Распределение уклонов разновозрастных палеорусел пра-Мзымты

Участки по долине реки Мзымты / Возрастные срезы	хр.Ахцу	р.Монашка-Галион 3-й	р. Пслух	Меридиан сближения рр.Мзымты и Пслушонка	р. Тихая	р. Бзыч	оз. Кардывач
N_2^1	0,006				0,011		
Q_P	0,006		0,011				
Q_E	0,006	0,011					0,026
Q_1	0,006	0,016			0,036		
современность	0,006	0,016		0,036			

Для расчета палеоуклонов боковых притоков Мзымты учитывались: уклон главной долины в месте устья притока и наличие притоков более высоких порядков.

4. Относительная высота возвышенностей над бортом палеодолины определяется непосредственно по карте возрастного расчленения рельефа или на геоморфологическом профиле как превышение вершины возвышенности над перегибом соответствующего палеовреза. Учитывая большой шаг палеоизогипс можно реконструировать морфологию рельефа палеовозвышенности без учета явлений “отступания” склонов и плоскостной денудации на вершине. Абсолютная отметка вершины определяется путем сложения: оцененной по уклонам палеовысоты днища долины и относительной высоты палеовозвышенности над этим днищем.

При обработке материалов использовались ГИС-технологии, позволяющие механизировать такие трудоемкие операции как создание сетей водораздельных геоморфологических профилей, графическое построение профилей, бассейновый анализ водотоков, расчёт уклонов рек и построение их продольных профилей, вычисление необходимых морфометрических характеристик рельефа [GRASS Development…, 2014: Программное…, 2014; Мурый, 2012]. При этом в качестве рабочего дополнительного элемента составлялись карты фактического материала, на которых для каждого этапа рельефообразования показана сеть расчетных точек, отражающих каркас палеорельефа. На их основе построены цифровые модели палеорельефа, и получены палеоизогипсы с шагом 100 м.

Предложенная методика позволяет строить достаточно детальные среднемасштабные палеогипсометрические и палеогеоморфологические реконструкции орогенического рельефа. Сопоставление разновозрастных палеогипсометрических карт наглядно отражает этапность появления в рельефе поднятий и позволяет количественно оценивать их рост как по площади, так и по высоте. При сопоставлении палеогеоморфологических карт отчетливо выявляются стадии преобразования речных длин (их последовательного удлинения, сужения и углубления), а также преобразования положительных форм рельефа от нарождающихся локальных возвышенностей к низко-, средне- и высокогорным хребтам.

Построение комплекса подобных карт полезно для решения ряда палеогеоэкологических задач — развитие опасных геологических процессов и преобразование ландшафтов мест обитания древнего человека.

Список литературы:

Костенко Н.П. О принципах составления специальной геоморфологической карты //Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода. — 1961. — № 26. — С. 74-75.

Мурый А.А. ГИС-технологии и анализ цифровых моделей рельефа при инженерно- геотектонических исследованиях на территории Большого Сочи //Сергеевские чтения. — М.: ГЕОС, 2012. — В. 14. — С. 60-64.

Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. — М.: Недра, 1971. — 144 с.

Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). — М.: Недра, 1992. — 254 с.

Несмеянов С.А. Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). — М.: Научный мир, 1999. — 392 с.

Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. — М.: ПНИИИС, 1995. — 239 с.

Программное обеспечение, разработанное в группе инженерной геотектоники и палеоэкологии ИГЭ РАН. [Электронный ресурс]. 2014. URL: //https://github.com/amuriy/paleo_research/tree/master, https://github.com/amuriy/GRASS-scripts (дата обращения 16.12.2014).

GRASS Development Team, 2014. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software. Open Source Geospatial Foundation Project. [Офиц. сайт]. URL: //http://grass.osgeo.org (дата обращения 16.12.2014).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РФ

Е.М. Нестеров, В.Е. Марков, Д.А. Морозов, А.Ю. Харитончук
РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, nestem26@mail.ru
*[2]ООО «ПМ-Гео»,*v.markov@pm-geo.ru

GEOCHEMICAL INDICATION LAKES SEDIMENTS IN NORTHWEST PART OF RUSSIA

E.M. Nesterov, D.A. Morozov, A.Y. Kharitonchuk, Herzen University of Russia, St. Petersburg
V.E. Markov, OOO «PM-Geo»

Применение геохимических индикаторов при реконструкции генезиса донных отложений представляет особый интерес ввиду того, что они, сформировавшиеся в различных палеоэкологических условиях, могут иметь высококонтрастную геохимическую специализацию, что может использоваться для реконструкций прошлых природных обстановок и определения новых хронологических реперов при невозможности применения традиционных методов датирования. Для анализа условий осадконакопления традиционно используют ряд отношений химических элементов и модулей, изучение распределения которых дают ключ к пониманию процессов образования этих отложений и влияния на них палеогеографических факторов (Скляров и др., 2001, Лукашев,1972).Наиболее ранние отечественные работы, посвященные применению геохимических методов для определения условий образования различных литотипов, были проведены Страховым Н.М, однако наиболее широкое распространение получили с 1980-х годов (Лукашев, 1972), и системно применены Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (Юдович, Кетрис, 2011).К настоящему времени геохимической индикации условий формирования осадочных пород уделяется значительное внимание (Нестеров и др., 2013). В зарубежной научной публицистике выделяется отдельная дисциплина, изучающая данные вопросы – геохимическая палеолимнология использующая информацию о химических свойствах естественной среды и поведении химических веществ в её пределах для того, чтобы описать и охарактеризовать окружающую среду (Boyle, 2001; Schütt, 1998). Геохимическая индикация прошлых природных обстановок может использоваться как самодостаточный метод в тех случаях, когда применение других способов палеоэкологических реконструкций представляется невозможным.

Голоценовые отложения на побережье Финского залива тесно связаны с историей развития Балтийского моря и всего северо-западного региона. Наиболее хорошо история юго-восточной части Балтики отразилась в стратиграфии древних лагун, к каковым относится Лахтинский разлив. Вскрытая нами мощность отложений составила 660 см. На глубине 660-655 см вскрываются голубовато-серые тонкие плотные глинистые отложения. Вверх по разрезу они сменяются прослоем светло-серых песчано-глинистых отложений мощностью 4 см. Слой на глубине 651-620 см представлен глинистой гиттией бурого цвета. На глубине 620-288 см залегают голубовато-серые, плотные глинистые отложения, с редкими темными прослоями гидротроилита. Отмечаются отдельные включения органики и прослой светло-бурых песчано-глинистых отложений. На глубине 288-260 см – прослой гиттии, темно-бурого цвета. 260-178 см – слой голубовато-серых плотных, тонких однородных глинистых отложений с редкими темными прослоями гидротроилита. 178-169 см – светло-желтые отложения тонкозернистого песка. На глубине 169-112 см залегают серые плотные глинистые отложения с синеватыми прослоями (161-140 см). 112-92 см – серые тонко-песчаные отложения с редкими бурыми прослоями. 92-73 см – прослой темно-серых песчано-глинистых слоистых отложений. 73-6 см вскрывается торфяной горизонт, торф бурый, в нижних 10 см этого слоя наблюдается увеличение глинистого и тонкопесчаного материала. 6-3 см – голубовато-серые плотные тонкослоистыми глинистые отложения.

Для реконструкции палеоклимата использовался индекс химического изменения CIA (Al2O3/(Al2O3+CaO+Na2O+K2O)). Данный коэффициент является показателем преобладающего типа климата в области размыва. Используя в качестве критерия для разграничения отложений, формировавшихся в обстановках холодного и теплого климата, величину коэффициента CIA=70 (выше этой величины климат считается гумидным, в интервале значений 60-70 – переходным, менее 60 – относительно аридным) можно разделять осадки по климатическим условиям их образования. Индекс CIA обнаруживает некоторые вариации по разрезу. Для первых 6 см его величина составляет 66 ед. Вниз по разрезу (74-112 см) наблюдается уменьшение значений CIA с 66 до 57 единиц, что указывает на поступление в область осадконакопления относительно незрелого пелитового компонента и переходные, на границе с аридными, или близкие к ним климатические обстановки в областях размыва. Толща глинистых отложений до 260 см характеризуется значениями CIA=65-67 единиц, что характерно для осадков, формировавшихся в условиях выветривания гумидного типа. К группе, характеризующейся значениями 60<CIA<70, принадлежат и глинистые отложения на глубинах 290-620 см. Скорее всего все эти образования являются отложениями умеренных климатических обстановок без ярко выраженной климатической специфики.

Е.П. Акульшиной (Акульшина,1985) в качестве границ различных климатических обстановок были приняты значения отношения Al_2O_3/TiO_2 в тонкой фракции, составляющие менее 20 единиц для гумидного климата, и более 30 единиц – для аридного; промежуточные значения отношения Al_2O_3/TiO_2 характерны для переходного семиаридного климата . Анализ распределения значений отношения Al_2O_3/TiO_2 по разрезу позволяет сделать следующие выводы. Как и индекс химического изменения, отношение Al_2O_3/TiO_2 указывает на существование близких к аридным климатических условий при формировании отложений на глубине 74-112 см. Для толщи глинистых отложений до глубины 260 см и 290-620 см величина отношения составляет 17-18, лишь на глубине 171-183 см эти значения увеличиваются до 26-29 единиц. В целом это подтверждает формирование данных отложений в условиях

выветривания гумидного типа. Таким образом, преобладающие климатические условия во время формирования донных отложений Лахтинского разлива можно охарактеризовать как переходные близкие к гумидным.

Для разграничения мелководных и глубоководных отложений используется отношение Sr/Ca. Миграционная способность стронция выше, чем миграционная способность кальция. Значения коэффициента для мелководных отложений будут меньше, чем для глубоководных, что подтверждается графиком распределения коэффициента по разрезу. Для глинистых отложений Лахты в целом характерны более высокие значения отношения Sr/Ca, чем для слоев торфа/гиттии.

Отношение Ba/Sr всегда выше в пресноводных глинах(Лукашев, 1972). Проанализировав распределение величин этого отношения по разрезу), донные отложения Лахтинского разлива в целом можно разделить на 3 группы. В первую группу попадают донные отложения на глубине 75-170 см. Для них характерны максимально низкие значения, что свидетельствует о повышенной солености палеоводоема, где шло формирование данных отложений. Вторую группу составляют отложения с глубин 170-260 см, величины отношения Ba/Sr для них несколько выше, чем для первой группы. Толща глинистых отложений на глубине 290-620 см характеризуется повышенными значениями с небольшой амплитудой разброса, что предполагает накопление данных отложений в водоеме с достаточно низкой соленостью.

Считается, что отношение Cr/Cu уменьшается по мере удаления осадочных пород от питающей провинции. Элементы, обладающие большей миграционной способностью, выносятся в удаленные от берега участки моря, тогда как слабоподвижные элементы накапливаются вблизи источника сноса. Для глинистых отложений Лахтинского разлива величина отношения остается постоянной, лишь отложения на глубине 74-115 см характеризуются несколько пониженными значениями.

Величина железо-марганцевого коэффициента (Fe/Mn) может во многих отношениях характеризовать редокс-обстановки бассейна седиментации. Анализ распределения значений данного коэффициента по разрезу позволяет выявить следующее: верхняя часть разреза (0-280 см) и основание разреза (600-660 см) характеризуются высокими значениями железо-марганцевого коэффициента, что может указывать на восстановительные богатые органикой мелководные условия, в то время как толща отложений на глубинах 280-600 формировалась в анаэробных глубоководных условиях.

Анализ выше изложенных материалов позволяет констатировать, что данные детальных геохимических исследований позволяют выявить черты, характеризующие особенности формирования донных отложений. На изменение осадконакопления в озерах влияют различные факторы, такие как воздействие климата и интенсивность химического выветривания, степень удаленности бассейна от источников сноса, окислительно-восстановительные обстановки в водоеме и многие другие. Распределение значений ряда петрохимических модулей (CIA, Fe/Mn, Ba/Sr, Sr/Ca) свидетельствует об изменении физико-географических условий и их влиянии на состав отложений. Комплексная методика реконструкции параметров палеоэкологических обстановок окружающей среды по данным геохимических характеристик отложений позволила уточнить закономерности эволюции среды региона исследований, а установление локальных черт может способствовать построению ряда последовательных смен палеогеографических и палеоклиматических обстановок в региональных масштабах.

Работа выполнена в рамках Программы стратегического развития РГПУ им. А.И. Герцена на 2012-2016 годы (проект 2.3.1).

Список литературы:

Лукашев В.К. Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. – Минск: «Наука и техника», 1972.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – с. 742.

Нестеров Е.М., Морозов Д.А., Веселова М.А., Харитончук А.Ю. Геохимическая индикация донных отложений в теории и практике палеоэкологических исследований// Проблемы региональной экологии. – № 5. – с. 71 – 75.

Акульшина Е.П. Глинистое вещество и осадочныйрудогенез. – Новосибирск: Наука, 1985.

Boyle. J.F. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology.In: W.M. Last and J.P. Smoled(s).Tracking environmental change using lake sediments: physical and chemical techniques. Dordrecht, Kluwer Academic. – 2001. – P. 83-141.

Schütt B. Reconstruction of palaeoenvironmental conditions by investigation of Holocene playa sediments in the Ebro Basin, Spain: preliminary results / B. Schütt // Geomorphology. – Vol. 23. – 1998. – P. 273–283.

ИЗМЕНЕНИЕ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ ТИХВИНСКО-ВЕПСОВСКОЙ ПРОВИНЦИИ В ГОЛОЦЕНОВЫЕ ХРОНОСРЕЗЫ

Л.А.Нестерова, О.В. Малоземова

РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия, l-nesterova@mai.ru

CHANGE LANDSCAPE STRUCTURE TIKHVIN-VEPS PROVINCE IN HOLOCENE HRONOSREZY

L.A. Nesterova, O.V. Malozemova, Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg

Современные ландшафты отражают один из этапов их эволюции. Пространственно-временной подход к изучению ПТК позволяет объяснить их современные особенности исходя из естественно-исторических и антропогенных факторов развития.

Определение условий формирования, этапов и закономерностей эволюции является важным условием для определения современных особенностей ландшафтов. В современном ландшафтоведении ПТК все больше рассматривается не только как структурная единица географической оболочки, но как сложная пространственно – временная система.

Основой для рационального использования природных ресурсов, их охраны является изучение современного состояния природно – территориальных комплексов, а также их прошлого, с целью познания движущих сил и закономерностей эволюции, ее основных этапов, изменений, происходивших в ландшафтах в результате естественно – исторических процессов и под влиянием антропогенного воздействия.

Ландшафты Тихвинско-Вепсовской провинции принадлежат к разным подтипам-среднетаежному и южнотаежному. Предположительно, ландшафты имеющие сегодня разную видовую принадлежность, должны иметь различия и входе своего развития. Таким образом, представляется возможным выявить зонально-провинциальные особенности в эволюции исследуемых ландшафтов.

Но начинать изучение состояния и изменений природно – территориальных комплексов можно лишь определив от какого "нуля" вести отсчет изменений в данном природно – территориальном комплексе. Глубокие, качественные изменения литогенной основы – вот то условие при котором на месте старого возникает новый, совсем иного генетического типа природно – территориальный комплекс, это время обособления природно – территориального комплекса (Анненская, 1978). Представляется верным абсолютный возраст исчислять с нуль – момента взаимодействия вновь созданной литогенной основы с другими факторами ландшафтообразования (Юренков, 1997).

В созданных ландшафтах непрерывно происходят различные изменения, и на месте первичных природно – территориальных комплексов, могут сформироваться новые, более молодые геосистемы с иными природными условиями. Возраст современных ландшафтов исчисляется от момента формирования их современной морфологической структуры (Юренков, 1997).

В ходе восстановления истории становления и развития ландшафтов Тихвинско-Вепсовской провинции, была предпринята попытка проследить основные этапы эволюции, выявить некоторые общегеографические закономерности и создать модель – схему изменения зональной принадлежности в разные этапы четвертичного периода. Наибольшее внимание привлекали эпохи достаточно заметных климатических изменений, например, таких как, переход от ледниковых условий к межледниковью. Таким образом, позднеледниковье рассматривается нами как один из важнейших хроносрезов голоцена.

С освобождением территории ландшафтов от ледника и приледниковых вод связывается формирование морфолитогенной основы ландшафтов. В Верхнее-Свирском ландшафте это произошло с деградацией ледника лужского времени, в Вепсовском ландшафте вепсовская стадия была последней. Формирование морфолитогенной основы Вепсовского ландшафта началось раньше, чем Верхне-Свирского.

После отступания льдов вепсовской стадии (во время мстинского межстадиала) на территории обоих ландшафтов произрастали редкостойные сосновые леса в сочетании с березовыми лесами и травяно – кустарничковыми сообществами. Во время крестецкой подвижки льды уже не перекрывали Вепсовскую возвышенность. И в южной части территории Вепсовского ландшафта существовали перигляциальные тундры, а северо – западная часть была занята водами приледникового водоема. Это была часть обширного приледникового водоема, существовавшего в юго – западном Прионежье. Северная часть Верхне-Свирского ландшафта даже в оптимальную фазу плюсского межстадиала была занята льдами. Во время наступления льдов лужского времени произошло сокращение приледникового водоема, и территория Верхне-Свирского ландшафта полностью покрывалась льдом. Приледниковые воды периодически достигали северную часть Вепсовского ландшафта. Отсутствие краевых форм лужской стадии на большей площади по – видимому можно связать с существованием этого озера, выносимый талыми водами обломочный материал перерабатывался и осаждался в виде озерно – ледниковых отложений, не создавая краевых форм. Все наиболее значительные участки холмисто – ледникового рельефа лужской стадии приурочены к выступам дочетвертичной поверхности (краевые образования в среднем течении р. Оять).

С наступление этапа беллинг (12400 – 12000 л.н.) отмечается заметное потепление (среднеиюльские температуры достигали 14^0C). Более южный Вепсовский ландшафт был занят сосновымиредклстойными сообществами в сочетании с болотами, на территории же Верхне – Свирского ландшафта, по – видимому, было несколько увлажненнее, там произрастали еловые редкостойные леса, в сочетании с березовыми и болотами. Ландшафты относились к лесотундровому типу.

С похолоданием среднего дриаса эти еловые сообщества деградируют и их место занимают перигляциальные тундры, которые расселяются далеко на юг, но обходя территорию Вепсовского ландшафта, где располагались предтундровые березовые редколесья в сочетании с тундрой. Более благоприятные условия складываются в аллеред (11800 – 10800 л.н.). Происходило быстрое расселение лесных формаций, в Вепсовском ландшафте произрастали редколесья из ели, хотя местами еще сохранялась тундра. То есть, в это время господствовали березово – сосновые и елово – сосновые редколесья. Типовая принадлежность ландшафтов сменилась на лесотундровую.

С очередной подвижкой ледника в позднедриасовое время (10800 – 10300 л.н.) связано образование гряды Сальпауселькя. Похолодание позднедриасового времени обусловило уменьшение лесистости, сокращение в древостое ели и сосны и увеличение доли кустарниковых берез (Betula sect. Fruticossa + Betula nana). Среди травянистых абсолютно господствует пыльца полыней и маревых. Ландшафты с редкостойными сосновыми лесами, в сочетании с травяно – кустарничковыми формациями, располагавшиеся на рассматриваемой территории, можно отнести к лесотундровому типу.

Формирование морфолитогенной основы южнотаежного Тихвинско – Чагодощенского ландшафта началось в после вепсовское время. Время формирования морфолитогенной основы Судско-Чагодского ландшафта выделяется не совсем четко. Но с уверенностью можно сказать, что льды крестецкой стадии уже не перекрывали эту территорию.

После отступания льдов территории ландшафтов были заняты перигляциальными тундрами. Характер растительных биоценозов определялся холодными резко континентальными условиями, среднеиюльские температуры не превышали 12^0С, среднегодовое количество осадков равнялось 450 мм.

Во время межстадиалов (мстинского и плюсского) произрастали редкостойные еловые леса, в сочетании с березовыми и сосновыми редколесьями, и тундровыми сообществами. При подвижсках ледника березово – сосновым редкостойным лесам, в сочетании с травяно – кустарничковыми видами отступали. На их местно вновь распространялись тундры. Западная часть Судско-Чагодского ландшафта была занята водами приледникового водоема, вдоль которого узкой полосой располагались перигляциальные тундры.

В аллеред характерно более широкое распространение древесных пород, одновременно шло сокращение березы карликовой. В травах примерно одинаково отмечаются осоки, полыни, злаки и маревые. В спорах доминируют зеленые мхи. В лесах, находившихся на территории Тихвинско – Чагодощенского ландшафта в аллеред вероятно преобладали сосново – березовые формации. Ландшафт относился к северотаежному подтипу. В Судско-Чагодском ландшафте изменения типологической принадлежности не проявились, и его территория даже в аллередское время относилась к лесотундровому типу. В целом, характерно уменьшение лесистости, Betula nana в этот период достигает своего максимума. В общем составе преобладали травы (полынь), вероятно растительности была присуща некоторая остепненность. Доминантом среди древесных по – прежнему оставалась береза древовидная.

В крайние, экстремальные условия происходит ослабление природно – поясной дифференциации, отмечается появление гиперзональной. Умеренный пояс северного полушария становится областью господства перигляциальной растительности, а также специфической ксерофитно – тундровой растительности. Следует отметить, что в теплые периоды межстадиалов, происходило если не восстановление зональности, то по крайне мере усиление дифференциации гиперзональной структуры (Величко, 1973). Эта закономерность наиболее отчетливо проявилась на территории южнотаежных ландшафтов, где гиперзональные условия, существовавшие в позднеледниковье, в переделах исследуемых ландшафтов, нарушались в теплые промежутки беллинга и аллереда..

Эволюция исследуемых ландшафтов проходила согласно закону синхронности и в целом согласуется с изменениями на севере и северо – западе Русской равнины.

Список литературы:

Анненская Г.Н., Мамай И.И. Смена и возраст ландшафтов //Известия ВГО. – 1978. – Т. 110. – Вып.1. – С. 31 – 38.
Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. – М.: Наука, 1973. – 256 с.
Юренков Г.И. Введение в эволюционное ландшафтоведение. – СПб.: Образование, 1997. – 283 с.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР СЕВЕРО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ИНДИКАТОРЫ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

С.Б. Николаева, Д.С. Толстобров
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, nikolaeva@geoksc.apatity.ru

LAKE SEDIMENTS AS INDICATORS OF NATURAL CATASTROPHIC EVENTS IN NORTH-EAST FENNISCANDIA SHIELD

S.B. Nikolaeva, D.S. Tolstobrov, Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, Russia

Донные отложения озер, в разрезах которых сохраняется информация о прошлых природно-климатических обстановках, являются индикаторами различных катастрофических событий, в том числе и сильных землетрясений. В пределах СВ Фенноскандинавского щита, при отсутствии длительного периода наблюдений за сейсмическим режимом территории, невозможно воссоздать надежную хронологию сейсмичности только по инструментальным и историческим данным. Единственным источником получения информации за более длительные временные отрезки стали исследования палеосейсмичности. При этом одним из подходов для определения времени и периодичности катастрофических событий является изучение донных отложений озер, основывающееся на выявлении в озерных последовательностях сейсмогенного материала и датировании его. Применительно к Фенноскандии этот подход достаточно успешно и активно применялся и применяется в Швеции (Morner, 2011), с его помощью датированы крупные сейсмические события на западном побережье Норвегии (Bondevik et al., 1997), обнаружены сейсмонарушения и в отложениях ряда озер Карелии (Lukashov, 1995).

В представленном сообщении мы приводим первые результаты исследований, направленных на изучение следов катастрофических событий в донных отложениях озер Кольского региона. Район исследований, примыкающий к западному побережью субширотной (Бабинской) ветви самого крупного водоема региона – озера Имандра, расположен в тектонической грабенообразной депрессии СЗЗ простирания, заполненной мно-

гочисленными мелкими и средними озерами и озерными системами. В задачи работ входило изучение донных отложений малых озер, расположенных в пределах района развития палеосейсмических проявлений в скальных породах и приуроченных к зонам новейших линеаментов.

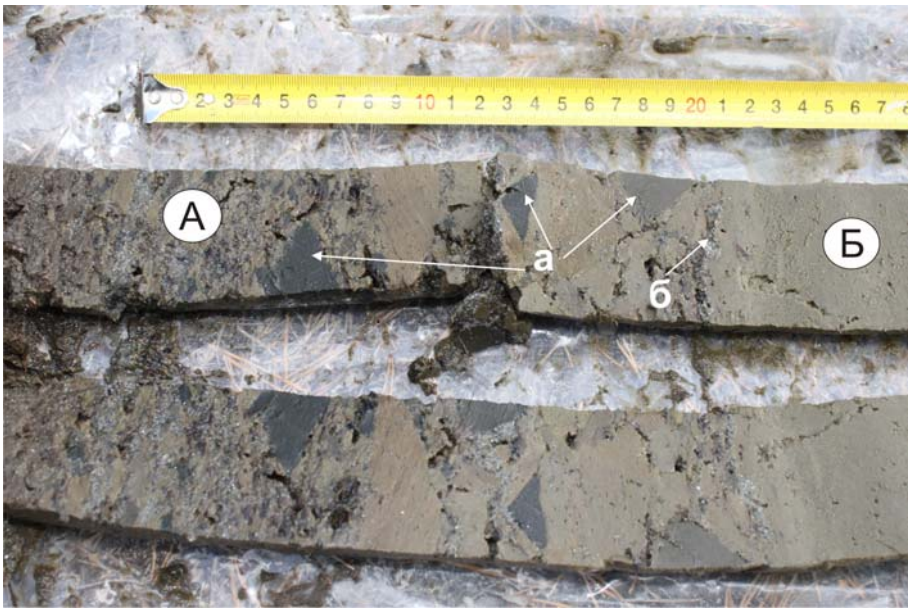
Буровые работы проводились в летний период с катамарана. Донные осадки отбирались при помощи поршневого пробоотборника секциями по 1 метру с перекрытием 5-10 см, чтобы избежать пропусков в их седиментологической последовательности. С целью исключения возможности гравитационного оползания осадков, скважины в озерах задавались в самых глубоких плоскодонных местах днищ, где наиболее вероятно встретить полный, ненарушенный оползанием разрез. Проводилось полевое литологическое описание колонок и отбор образцов для радиоуглеродного датирования (^{14}C), диатомового и споро-пыльцевого анализов.

В районе исследования изучены донные отложения шести озерных котловин, расположенных на высотных отметках от 128.0 м до 148.6 м над уровнем моря (н.у.м.), и в четырех из них обнаружены различные литологические нарушения и стратиграфические несогласия.

Наибольшего внимания заслуживают нарушения в осадках безымянного озера (N 67°31'59.1"; E 31°45'11.9"), глубиной 3.0-3.2м, вытянутого с северо-запада на юго-восток на расстояние 1.2 км и приуроченного к зоне активного линеамента, протяженностью более 20км.

Литологическое изучение кернов 6-ти скважин показало, что котловина озера заполнена разнозернистым песком, подстилающим слой алеврита, вскрытой мощностью до 0,17м. Алеврит в свою очередь перекрыт гиттией (сапропелем), мощностью от 1.8 до 2.73м. Переход от алеврита к гиттии постепенный, с разводами. Цвет гиттии меняется от черного (в основании разреза, у контакта с алевритами) до коричневого и светло-коричневого вверху разреза.

Характерной особенностью всех изученных кернов является горизонт, мощностью от 22 до 49 см, резко отличающийся от подстилающих и перекрывающих его осадков. Он состоит из «обломков» гиттии и алеврита разной формы, цвета и размеров, органического материала, торфа, песка, обломков древесины и других растительных остатков, заключенных в сапропелевую матрицу (рис.). Гиттия, вмещающая «брекчиевый горизонт», рыхлая, сильно опесчаненная. Контакты аномального горизонта с подстилающими и перекрывающими его отложениями выделяются по цвету, часто выражены маломощными слойками песка.



«Брекчиевый» горизонт (А) в керне озерных отложений (керн разрезан на 2 половины). Хорошо видны «обломки» пород разного цвета (а) и прослой песка (б). В – ненарушенные отложения.

Присутствие в кернах осадочных разрезов «брекчиевого горизонта» указывает на катастрофические изменения условий отложения осадков в начале периода спокойного осадконакопления. Судя по характеру нарушений (перемешивание разных литологических слоев, привнос «чужого» материала в виде кусочков древесины, обрывков веток, торфа) образование осадков было быстрым, одномоментным, что возможно только в результате сильного встряхивания, способного иметь определенную силу, чтобы «взломать» слои алеврита, песка и гиттии.

Механизмы образования таких осадков могут быть разными (Dawson, Stewart, 2007; Morey et al., 2013). Чаще всего они возникают в результате сейсмических колебаний, спровоцировавших озерные сейши или цунами (Siegenthaler et.al, 1987; Chapron et.al, 1999; Bondevik et al., 1997). Один из наиболее вероятных механизмов образования «брекчиевого» горизонта – катастрофический сброс отложений с бортов котловины в результате сейсмотектонической подвижки, при котором произошло «взламывание» осадков, повлекшее суспензирование их и последующее переотложение в виде «брекчиевого» горизонта на уже ранее сформированные и недеформированные слои.

Радиоуглеродное датирование образца гиттии из горизонта ненарушенных осадков, подстилающих «брекчиевый горизонт» и обломок древесины из его верхней части свидетельствует об образовании этих осадков в интервале времени от 6000 до 5400 радиоуглеродных лет назад. Приблизительно в это же время – 5.4±0.3^{14}C были образованы «текстуры встряхивания» в отложениях соседнего озера, а также были выявлены горизонты осадков, по составу и характеру отложений аналогичные вышеописанному «брекчиевому горизонту» еще в одном озере.

Критериями, позволяющими соотнести образование обсуждаемых нарушений в озерных отложениях с сейсмическими сотрясениями, являются:

- исключение возможности образования осадков в результате естественного гравитационного оползания;

- развитие подобных нарушений в нескольких озерах и наличие одновозрастных деформаций в осадках соседнего озера,

- расположение озер на территории, в пределах которой развиты и другие типы палеосейсмодеформаций: крупные сейсмонарушения скального субстрата и рыхлых отложений (Николаева, 2001; Николаева, Никонов, Шварев, 2012),

- признаки блоковых тектонических движений раннего и среднего голоцена на низких террасах в центральной части котловины озера Бабинская Имандра (Шварев, 2003)

- аналогичные нарушения в озерных отложениях, возникавших в результате известных исторических и современных землетрясений (Dawson, Stewart, 2007; Chapron et.al, 1999).

Исследования последних десятилетий определенно показывают, что Фенноскандинавский щит подвергался сильным землетрясениям не только в позднеледниковье и раннем голоцене, но и более позднее время – периоды среднего и позднего голоцена. Обнаружение следов предполагаемого (возможно локального) сейсмического события среднеголоценового возраста в донных отложениях озер Кольского региона является ярким тому подтверждением. Сейсмотектонические проявления в среднем голоцене были, вероятно, менее сильными, чем во время дегляциации, но они, определенно свидетельствует о более значительной роли тектонической компоненты в затухающем процессе релаксации земной коры на снятие нагрузки последнего ледникового покрова, чем принято было считать ранее.

Работа выполнена при финансовой поддержке Правительства Мурманской области и РФФИ, проект №14-05-98806 р_север_а

Список литературы:

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. – 2001.- №4. – С.66-74.

Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В. Детальные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Европейское Заполярье) – новые подходы и результаты // Геоморфология и палеогеография полярных регионов: Материалы совместной международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов», симпозиума «Леопольдина» и совещания рабочей группы INQVA Peribaltic. Санкт-Петербург, СПбГУ, 9 – 17 сентября 2012 года. – СПб. – 2012. – С.161-163.

Шварев С.В. Послеледниковые тектонические движения и формирование террас озера Имандра (Кольский полуостров) // Геоморфология. – 2003. – № 4. – С. 97-104.

Bondevik S., Svendsen J. I. and Mangerud J. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway// Sedimentology. -1997. -Vol. 44.- P.1115-1131.

Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconninck, J.-F. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps)// Terra Nova. -1999. -Vol.11. -№ 2/3. – P. 86–92.

Dawson A. G., Stewart I. Tsunami deposits in the geological record// Sedimentary Geology. – 2007. – Vol. 200. – P. 166–183.

Lukashov A. Paleoseismotectonics in the Northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Rec. – Peport YST-90. – Espoo, 1995. 36 p.

Morey A. E., Goldfinger C., Briles C. E., Gavin D. G., Colombaroli D., and Kusler J. E. .Are great Cascadia earthquakes recorded in the sedimentary records from small forearc lakes?// Nat. Hazards Earth Syst. Sci. – 2013. -Vol.13.- P. 2441–2463.

Morner N.-A. Paleoseismology: The application of multiple parameters in four case studies in Sweden// Quaternary International. – 2011. – Vol. 242. – P. 65-75.

Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K., and Wang, S. Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland// Eclogae Geologicae Helvetica. -1987. -Vol. 80. – №.1. – P.241–260.

ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ЧИСЛЕННОСТИ БИЗОНОВ ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И НАЧАЛЕ ГОЛОЦЕНА

П.А. Никольский[1], В.В. Питулько[2]

[1] *Геологический институт РАН, Москва, Россия,* cervalces@rambler.ru

[2] *Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,* pitulkov@gmail.com

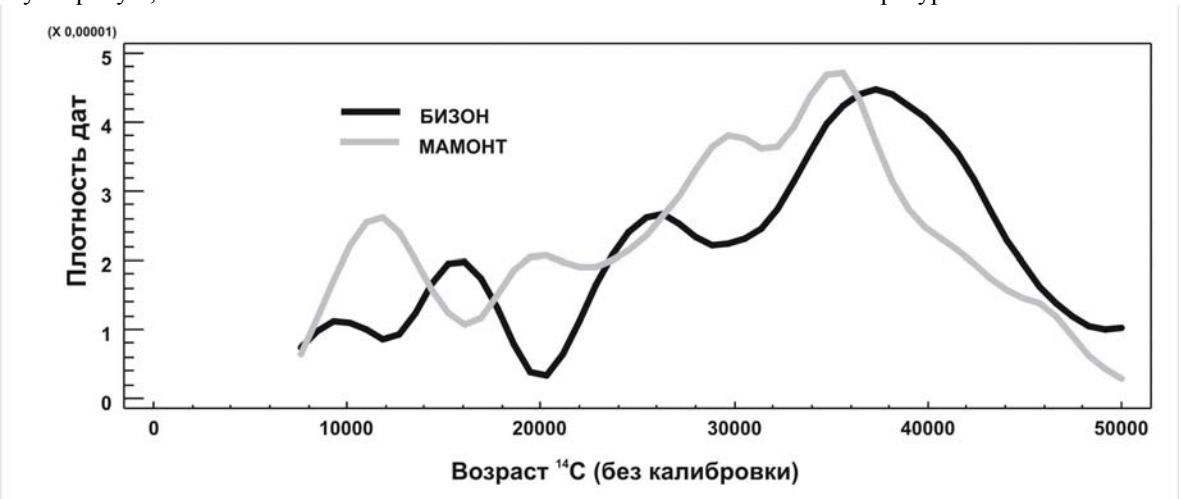
CHANGE OVER TIME OF WEST BERINGIA BISON NUMBERS DURING THE LATE PLEISTOCENE AND EARLY HOLOCENE

P.A. Nikolskiy, Geological Institute RAS; V.V. Pitulko, Institute for the History of Material Culture RAS

Недавно было показано, что при определенных условиях плотность радиоуглеродных дат (их количество, приходящееся на единицу временнóй шкалы) может быть мерилом былой численности животных в конце квартера (Nikolskiy et al., 2011; Pitulko, Nikolskiy, 2012; Маркова и др., 2013; Никольский, Питулько, 2013). Долгое время минимально достаточное для подобного анализа количество дат (сотни) было доступно только по шерстистому мамонту из арктических районов Сибири. Увеличившееся за последнее время с полутора десятков

до восьмидесяти количество конечных ^{14}C дат по остаткам бизонов из Западной Берингии позволяет перейти к анализу временно́й динамики относительной численности степного бизона, одного из доминантов мамонтовой фауны этого региона в конце плейстоцена и начале голоцена.

Как видно из рисунка, относительная численность западноберингийских бизонов, которую мы реконструируем по временно́й плотности радиоуглеродных дат, значительно менялась за последние 50 000 лет. Общий тренд этого изменения, как и у многих других представителей мамонтовой фауны, в целом повторяет миланковическую кривую, то есть зависит положительно от глобальных изменений температуры.



Сравнительная динамика относительной численности степного бизона и шерстистого мамонта в конце плейстоцена в Западной Берингии (восстановленная по временно́й плотности радиоуглеродных дат).

Однако изменения численности бизонов более мелкого порядка обнаруживают интересное своеобразие, особенно при сравнении с изменениями численности мамонтов на изучаемой территории. И бизон, и мамонт достигли максимальной численности (в интервале времени, доступном для радиоуглеродного датирования) 34-38 тысяч лет назад. Затем их численность снижалась, циклически флуктуируя.

Как было показано раннее (Nikolskiy et al., 2011), такие флуктуации у мамонта почти точно повторяли изменения доли ксерофитных жуков в составе энтомофаун, которые, в свою очередь, являются показателем присутствия степной растительности в плейстоценовых фитоценозах Западной Берингии. Флуктуации же численности бизонов после 34 тысяч лет находились в противофазе с флуктуациями численности мамонтов.

Возможно, разнонаправленные изменения численности мамонта и бизона связаны с тем, что оба вида являлись конкурентами за одни и те же ресурсы (степная растительность), что приводило к взаимному регулированию их населения. Очевидно, что бизон долгое время (как минимум, на протяжении 20 тыс. лет, в интервале от ~30,000 до 9500 л.н.) успешно сосуществовал в Западной Берингии с человеком, для которого был одним из главных пищевых и материальных ресурсов. В фаунистических материалах Янской стоянки его остатки заметно преобладают (Pitulko et al., 2013). Однако присутствие людей могло стать роковым для бизонов около 9500 радиоуглеродных лет назад, в то же время и точно так же, как и для мамонтов, (Nikolskiy et. al., 2011), в период существенного снижения их численности и сокращения площади ареала вследствие значительного изменения природной среды в начале голоцена.

Фаунистические остатки, использованные для датирования, были собраны на протяжении ряда лет в ходе экспедиций на Новосибирские о-ва и север Яно-Индигирской и Колымской низменностей, осуществлявшиеся при поддержке Rock Foundation (New York, USA), грантов Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований. Значительная часть массива датировок на заключительном этапе работы получена при финансовой поддержке РФФИ, проект офи-м 13-06-12044.

Список литературы:

Маркова, А., Пузаченко, А., Ван, К.Т., Косинцев, П., Кузнецова, Т., Тихонов, А., Бачура, О., Пономарев, Д., дер Плитхт, Й., и Кутиенс, М. Динамика ареалов овцебыка и первобытного бизона во вторую половину позднего плейстоцена – голоцена Северной Евразии // Известия РАН. Серия географическая. — 2013. — № 6. — С. 92–103.

Никольский, П.А., Питулько, В.В. Зависимость численности мамонтов от климата в связи с проблемой их вымирания (по массовому радиоуглеродному датированию остатков мамонтов из Арктической Сибири). Stratum plus. — 2013. — №1. – С. 133-165.

Nikolskiy, P.A., Sulerzhitsky, L.D., & Pitulko, V.V. Last straw versus blitzkrieg overkill: Climate-driven changes in the arctic siberian mammoth population and the late pleistocene extinction problem. Quaternary Science Reviews. — 2011. — 30(17-18). — P. 2309-2328.

Pitulko, V.V., & Nikolskiy, P.A. The extinction of the woolly mammoth and the archaeological record in northeastern asia. World Archaeology. — 2012. — 44(1). — P. 21-42.

Pitulko V.V., Nikolskiy P.A., Pavlova E.Y., Basilyan A.E. Human habitation in the Arctic Western Beringia prior the LGM / In K.E. Graf, C.V. Ketron, M.R. Waters (eds). Paleoamerican Odyssey. CSFA, Dept. of Anthropology, Texas A&M University, 2013. – P. 13 – 44.

О ПРИЗНАКАХ ОБИТАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЧЕЛОВЕКА В ВОСТОЧНО-БАЛТИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

А.А. Никонов
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, nikonov@ifz.ru

SOME FEATURES OF PALEOLITHIC MAN INHABITANCE IN THE EASTERN BALTIC AREA

A.A. Nikonov, Shmidt Institute of physics of the Earth, RAS

В центральных частях Русской равнины хорошо известен целый ряд стоянок людей верхнего палеолита. Возраст большинства из них превышает 15-14 тыс. л.н. ^{14}C. Севернее верховьев рр. Днепр и Десна стоянки не обнаруживались. Но позднее в Череповецком районе установлена брянская почва на широте 58.8° и там же остатки мамонта с возрастом 15 тыс. л. н. ^{14}C (Коркка и др., 2005; устное сообщение А.В. Русакова). Единственное до сих пор местонахождение (в переотложении), где известно (без деталей) совместное залегание и орудий каменного века, и костей мамонта, оленя и др., находится на ЮЗ Вологодской обл. (59° с.ш., 38° в.д.) (Яшина, 2000, 2007; личные сообщения). Дата по костям 12620±500 л.н. ^{14}C [ГИН-8676], 14.8±0.6 тыс. л.н. кал., указывает на обитание здесь охотников именно в верхнем палеолите. На западе Вологодской обл. на широте около 60° скопление костей мамонта датировано в пределах 11.7-10.8 тыс. л.н. кал. (Яшина, 2007).

После того, как возраст бивня мамонта из мезолитической стоянки Кунда, определявшийся ранее, как имеющий 9.780±260 тыс. л.н. ^{14}C [Ta-12], оказался превышающим 38 тыс. л.н. (Lougas et al., 2002), т.е. его пришлось считать подобранным и принесенным к жилищам людьми мезолита, знания о мезолите на широте около 59-60° опираются в основном на материалы раскопок Н.Н. Гуриной нарвских стоянок в устье одноименной реки, где ранней известна дата 8340±210 л.н. [Ta-14], т.е. около 9.6 тыс. л.н. кал.

Севернее, а именно, на Карельском перешейке и в Северном Приладожье, теперь известны местонахождения и стоянки людей мезолита с датами около 9.5 тыс. л.н. ^{14}C, 10.8-11.2 тыс. л.н. кал. Но продолжительный предшествующий период позднеледниковья и здесь не обеспечен находками и сведениями. Единственная датировка 9.9 тыс. л.н. ^{14}C, 11.5-11.9 тыс. л.н. кал., со стоянки на Оленьем острове в Онежском озере (Oshibkina, 1990) дает возможность полагать, что люди мезолита смогли-таки проникнуть до широты 62° с.ш. по ЮВ краю отступившего уже за несколько тысяч лет до того ледникового покрова. Косвенным указанием на возможность проникновения в эти широты древних охотников может служить находка кости северного оленя на западном берегу Ладожского озера, получившая датировку 11400±670 [ЛУ-3525], 13.7±0.6 тыс. л.н. кал. (Никонов и др., 2005; Никонов, 2011). Эти, хотя и немногочисленные пока, находки не позволяют поддержать тезис о проникновении первых насельников в регион, ставший уже лесным, и только в раннем мезолите (Rankama, Ukkonen, 2001), тем более, что вскоре стали известны датировки остатков мамонта, 10.1 и 10.2, а затем и северного оленя, 9.97 и 10.17 тыс. л.н. ^{14}C, 11.4±0.2 и 11.8±0.2 л.н. кал. в Северной Эстонии (Lougas et al., 2002; Ukkonen et al. 2006).

Удивляться отсутствию находок стоянок в регионе не приходится, поскольку в позднеледниковье периферия убывавшего ледникового щита была занята обширными, приледниковыми водоемами, где накапливались мощные толщи осадков. В этом отличие Восточной Балтики от более восточных районов с множеством сухих возвышенностей.

Итак, имеется лакуна в сведениях о жизни и деятельности людей верхнего палеолита и раннего мезолита в полосе между 56° и 58°.5 с.ш., т.е. фактически миграция палеолитических охотников вслед за отступающим к северу краем последнего Скандинавского ледникового покрова не прослеживается. Проникали ли вслед за северным оленем и мамонтом в эти широты люди каменного века, или они появились здесь на тысячу-другую лет позже, пока можно определять лишь по косвенным сведениям, а именно, по датированным находкам остатков мамонта и северного оленя на этой территории. Таковых ныне имеется несколько. Северный олень обитал на Карельском перешейке 11.4±0.7 тыс. л. н. ^{14}C, 12.5±0.7 тыс. л. н. кал. (Никонов и др., 2005). Костные остатки мамонта из местонахождений в северо-восточной Эстонии дают возраст 10.1 и 10.2 тыс. л. н. ^{14}C, 11.3-12.1 тыс. л. н. кал. (Ukkonen et. al., 2011), а на юге Вологодской обл. 9.8 тыс. л. н. ^{14}C и 10.0±0.8 и 12.65 тыс. л. н. ^{14}C, т.е., соответственно, 13.3±0.4 и 14.8±0.8 тыс. л.н. кал. (Яшина, 2000, 2007). По черепу бизона в нижнем течении р. Свирь получена дата 10.4 тыс. л.н. ^{14}C, 12.4±0.4 тыс. л.н. кал. (Никонов, ван дер Плихт, 2010). Следовательно, предпосылки и условия для освоения этой полосы людьми верхнего палеолита имелись.

Обнаружен и прямой признак. Находка была сделана без малого столетие назад, но затерялась в очень редкой, забытой, публикации. В процессе торфоразработок «в Кондакошинском торфянике под торфом в глине, ее верхней части был найден кусок древесины, носившей следы обработки человеком» (Ануфриев, 1925, стр. 45). Болото располагается в 26 км к югу от г. Санкт-Петербурга (Ленинграда), южнее пос. Тайцы. Здесь, на ордовикском плато абс. высотой 60-80 м озера были глубокие, а мощность торфяника – до 3-х м. Артефакт не сохранился, радиоуглеродного анализа тогда не было, осуществлен спорово-пыльцевой анализ и определялись макроостатки растений из вмещающих слоев. В соседнем, изученном более подробно Тополовском болоте в подобном разрезе озерно-ледниковые минеральные слои залегают на морене, и вверх без перерыва переходят в торфяно-глинистые послеледниковые осадки. В верхней части минеральных слоев имелись прослои растительных остатков, попадались шишки сосны, определена пыльца сосны, ели березы, ивы и ольхи, а также растений водных. Глубже по разрезу встречались мелкие остатки мхов, стебли, кора и веточки полярной (карликовой) березы и ивы, а также типично тундрового растения *Drias octopetala*, тогда как в вышележащих торфянистых

отложениях преобладает пыльца древесных пород (Лисицына, 1959). Это означает, что озерные бассейны в этой местности существовали в окружении тундрового ландшафта, а к концу – среди смешанного леса, т.е. в условиях бореальных.

Согласно современным обобщениям по развитию растительности региона, с учетом множества ^{14}C датировок, после дегляциации тундровые ландшафты в районе Финского залива и Ладожского озера быстро сменились лесными, т.е. климат изменился от субарктического к бореальному (Савельева, Малаховский, 2004). Такая перестройка на границе плейстоцена и голоцена возникала на рубеже молодого дриаса (DR3) и пребореала (PB). Этот рубеж теперь точно датирован временем 11.7 тыс. л. н. в калиброванной шкале. Отсюда следует, что люди верхнего палеолита пришли сюда с началом резкого потепления при смене от условий лесотундровых к лесным. В то время эти места (в отдельных местообитаниях) не покинули еще мамонт и северный олень, позднее мигрировавшие к северу. Естественно принять, что люди проникали и селились на берегах водоемов на 1-1.5 тыс. лет раньше, чем принято считать. И, по-видимому, занимались они не только собирательством и рыбной ловлей, но и традиционно охотились на мамонта и северного оленя.

Обнаружение предмета побывавшего в руках человека верхнего палеолита в торфянике не может считаться удивительным, поскольку в подобных условиях в регионе находились и массовые скопления предметов быта и даже останки людей мезолита и неолита. Один из примеров – это известное местонахождение на южных берегах Ладожского озера (коллекция А.А. Иностранцева) (Иностранцев, 1882; Никонов, 2008). Развитие торфяника, в первую очередь, лесного торфа – это само по себе доказательство субаэральных условий местности. В данном случае имеются и прямые указания на существование сухопутных пространств на южном побережье Финского залива в конце позднеледниковья и в начале голоцена выше абс. отметок 31-32 м между меридианами городов Петергоф и Стрельна. На востоке участка к югу от известного торфяника Горелово и сопряженной с ним погребенной почвы с датировками в интервале 9.47-10.07±0.2 тыс. л.н. ^{14}C [Та-184–186], 10.8-11.6 тыс. л.н. кал. Поблизости, но выше 30 м абс. выс. имеется дата на 2 тыс. лет древнее по древесине из скопления таковой в обломочном материале. На З, несколько южнее пос. Низино на террасе абс. выс. 39-45 м в возрастном интервале от фазы аллеред (беллинг?) до бореала развивался почвенный профиль с гумусовым горизонтом (Никонов, Русаков, 2010). Тополовское болото (торфяник) находится между этими пунктами, т.е. в пределах того же сухопутного массива, вполне пригодного не позже, чем с аллереда для обитания древнего человека. Этот район перспективен для тщательных поисков соответствующих стоянок.

Список литературы:

Ануфриев Г.И. Очерк строения и истории развития Тополовского болота / Известия Сапропелевого комитета. –Вып. 2. –Л. –1925. –С. 21-50.

Иностранцев А.А. Человек каменного века на южном побережье Ладожского озера СПб, –1882. –241 с.

Лисицына Г.Н. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада Европейской части СССР // Ледниковый период на территории СССР. –Т. 1. –М.: МГУ, 1959.

Коркка М.А., Русаков А.В., Керзум П.П., Симакова А.Н. Брянская ископаемая почва опорного разреза Щетинское (Вологодская область) и ее палеогеографическое значение // Матер. IV Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. –Сыктывкар. –2005. –С.191-193.

Чердынцев В.В. и др., Сообщение 2. Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. –М.: Наука, 1966. –С. 270-282.

Никонов А.А. Мамонт и человек каменного века в Северной Европе – к постановке вопроса о миграции в Заполярье западными путями // VII Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. Тезисы докладов. Т. 2. –Апатиты. –2011. –С. 116-119.

Никонов А.А., ван дер Плихт Й. Первые радиоуглеродные датировки костных остатков представителей мамонтовой фауны на Северо-Запада России // Докл. РАН. –2010. –Т. 432. –№ 1, –С. 120-123.

Никонов А.А. Человек каменного века на Ладожском озере // Природа. –2008. –№ 7. –С. 26-34.

Никонов А.А., Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. –2010. № 1. С. 1–12.

Никонов А.А. Арсланов Х.А., Савельева Л.А., Сергеев А.П., Шлюков А.И. Опорный разрез позднеледниковых отложений «Бурная» на Карельском перешейке / Квартер-2005. Матер. IV Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. –Сыктывкар. –2005. –С. 301-302.

Савельева Л.А., Малаховский Д.Б. Проблемы палеогеографии Северо-Запада Русской равнины на рубеже позднепослеледникового времени // Изв. РГО. –2004. –Т. 136. –Вып. 1. –С. 25-36.

Яшина О.В.Краткая характеристика костей мамонта в коллекциях Вологодского, Череповецкого и Тотемского музеев / Матер. 3-го Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. –Смоленск. –2000. –С. 155-158.

Яшина О.В. О перспективах поиска палеолитических стоянок на территории Вологодской области / Археология Севера. Вып.2. –Череповец. –2007. –С. 4-9.

Lougas L., Ukkonen P., Jungner H. Dating the extinction of European mammoths: new evidens from Estonia // Quternary Science Reviews. 21. –2002. –P. 1347-1354.

Oshibkina S.V. The mesolitic in Europe / Papers presented at the Third Symposium Edinburgh. –1990. –P. 402-413.

Ukkonen P., Lougas L., Zagorska L., Luksevics E., Daugnora L., Jungner J. History of reindeer in the eastern Baltic region and its implications for the origin and immigration routes of recent northern European wild reindeer populations // Boreas. –2006. –Vol. 35. –P. 222-230.

Rankama T., Ukkonen P. On the early history of the wild reindeer in Finland // Boreas. –2001. –Vol. 30. –P. 131-147.

ОПОСРЕДОВАННОЕОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА РАЗМЫТОГО КУЛЬТУРНОГО СЛОЯ (МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ) ЛЮДЕЙ КАМЕННОГО ВЕКА НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

А.А.Никонов [1], А. Лийва [2]
[1]*Институт физики Земли РАН,Москва, Россия*, nikonov@ifz.ru
[2]*Институт геологии,Тартусскский Университет, Тарту, Эстония*

INDIRECT AGE ESTIMATION OF WASHED OUT CULTURAL HORIZONT OF STONE AGE SETTLEMENT AT THE LADOGA LAKE' SOUTHERN SHORE

A.A.Nikonov Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia;
A. Liiva, Institute of Geology, Tartu University, Tartu, Estonia

Найденное и исследованное А.А. Иностранцевым в последней четверти XIX в. богатое местонахождение остатков неолитической культуры и человеческих останков на юге Ладожского озера (ЛО) стало крупнейшим научным достижением отечественной археологии (Иностранцев, 1882). Находки сделаны ниже уровня ЛО на 1.4-1.5, 2.5-2.6 и 3.5 м, они находились в переотложенном состоянии, прямое доизучение памятника с тех пор невозможно. Усилия одного из докладчиков осуществить датирование весьма представительных костных остатков из музейной коллекции радиоуглеродным методом не дали результата (Никонов, 2008; Никонов, Селин, 2009). Оставалосьприменить опосредованные способы датированиякультурных остатков, т.е. определить время обитания здесь людей каменного века, способ и время переотложения остатков. При прорытии каналов в XIXв все остатки, в том числе человеческие черепа и их фрагменты, обнаруживались на нескольких стратиграфических уровнях в торфе со следами перемыва в процессе позднеголоценовой ладожской трансгрессии (ЛТ) Между тем носители культуры жили и их остатки начально сохранялисьна сухом берегу ЛО.

Уже в труде А.А. Иностранцева в разрезах протяженных каналов выделены два разных типа торфа, лесного автохтонного и перемытого травянистого. Слой лесного торфа (с макроостатками ели, березы и ольхи) вдоль берега ЛО тяготел к долине р. Волхов, по правому берегу р. Волхов он прослежен на удаление от 1 до 2.5 км южнее современной береговой линии ЛО(Ailio, 1915; Марков и др., 1934). Перемытый торф находили в основном к В от р. Волхов, на разных гипсометрических уровнях по разрезу в виде фрагментов, в которых и содержалось большинство антропологических, фаунистических остатков и орудий.

Суждения о времени обитания людей каменного века вблизи южного побережья ЛО можно получить несколькими путями. По типологии каменных и костяных орудийиз коллекции А.А. Иностранцева и сборам в подъеме археологи определяли принадлежность культуры людям мезолита и до позднего неолита(Тимофеев, 1994).Нами вначале предпринята попытка использовать сведения из доступных окрестностей, по аналогии.1. Погребенная под осадками ЛТ почва на правом берегу р. Сясь у пос. Сясьские рядки на отн. выс. около 3-х м (8 м н.у.м.), имеет дату 5380±50 лет ^{14}C, что позволяет затопление уровня относить примерно к этому времени. Лесной торф на другом берегу реки в разрезах Иностранцева залегал на 5.5-4.5 м ниже и должен относиться к более раннему времени. 2. Примерно в 7 км южнее на берегу той же реки хорошо известна сохранившаяся неолитическая стоянка Усть-Рыбежна (Гурина, 1961). Культурный слой здесь располагается на 4-4.5 м над урезом реки (выше максимума ЛТ) и хорошо сохранился. Уголь из культурного слоя стоянки имеет датировку 6380±220 лет ^{14}C, 7.4±0.25 тыс. л.н. кал. Жившие здесь 6.5-6 тыс. л.н. люди, по всей вероятности, были современниками тех, останки которых собраны при прокладке Сясьского канала менее чем в 10 км севернее.Так предварительно намечена нижняя граница обитания неолитического населения на южных берегах ЛО – ≥6.5 тыс. л.н. ^{14}C, не менее 7.5 тыс. л.н. кал.

Основные собственные исследования авторы сосредоточили на участке восточного берега р. Волхов выше по течению от трасс Ладожских каналов, где прослой автохтонного лесного торфа поднимается из-под уровня реки (ЛО), постепенно утоняется и выклинивается вверх по ее течению (Ailio, 1915; Марков и др., 1934). По контрасту со стратиграфической колонкой в бортах Сясьского канала вдоль бывшего берега Ладожского озера, где вскрывалось множество пропластков перемытого травяного торфа с находками, меридиональный разрез вдоль правого берега р. Волхов содержит единичный горизонт торфа, притом не травяного, аллохтонного, а исключительно лесного.Соответственно, древние стоянки могли располагаться здесь, на сухом возвышении с моренной основой, вблизи бывшего берега ЛО.

Наиболее выраженная региональная терраса ЛТ на участке имеет ныне высоту 11-12 м, а ее максимальная береговая линия – 15-16 м. К югу от д. Березье в обрыве 11-12 м террасы разрезы изучались в 4-х глубоких расчистках на протяжении 0.5 км, а также в боковой долинке у верхнего по течению р. Волхов конца дер. Березье – в теле террасы 1.5-1.8 м. На крайнем юге изученного профиля, в расчистке № 4, пропласток плотного черного лесного торфа толщиной 0.2 м залегает на светлых супесях. Из самого основания пропластка получена дата 6500±60 [Та-2972], 7450±50 л.н. кал. Там же в соседнем сечении по другому образцу торфа из нижних 3-х см получена дата 5410±40 [Ki-18034], 6.35-6.2 тыс. л.н. кал. Время накопления сохранившейся здесь кровли торфа оценивается <5 тыс. л.н. ^{14}C, а субаэральный период – 7.5-5 тыс. л.н. кал.Всего примерно в 100 м ниже по течению р. Волхов в расчистке № 1 основание того же торфяного горизонта толщиной 0.3 м датировано7930 ±110 [ЛУ-6048] (любезно сообщено М.В. Шитовым), т.е. 8800±100 л.н. кал. Здесь, следовательно, субаэральный период, и возможное освоение участка людьми каменного века, фиксируется примерно на 1.3 тыс. л.н. кал. раньше. Из покрывающих горизонт торфа бассейновых суглинков ЛТ (с отпечатками и оболочками раковин Unio) нами извлечены мелкие твердые угольки и остроугольные обломки толстостенной керамики типа сперр-

рингс (любезные определения Д.В. Герасимова), относимой к раннему неолиту (7.5-7.0 тыс. л.н. кал). Осуществить датирование толщи по раковинам не удалось ввиду сохранности только тонких хитиновых оболочек (сообщение I. vanderPlicht, Groningen). Фрагменты керамики переотложены из недальней, более высокойгипсометрически, позиции, где у вершины моренной гряды и могла располагаться стоянка древних людей. Независимые сведения о керамике типа сперрингс и множество датировок отложений ЛТ, когда культурные слои только и могли перемываться в диапазоне высот до 15 м абс. выс., вполне согласуются с полученным интервалом пригодного для заселения по берегам озера субаэрального периода. Обнаруживается и полное согласие с определениями археологов инвентаря в коллекции А.А. Иностранцева из выемок канала, как смешанного, от мезолита до позднего неолита (Тимофеев, 1994).

Итак, собранная А.А. Иностранцевым коллекция артефактов и человеческих останков косвенно датируется приблизительно от 8.8 (более надежно – от8.5-8) тыс. л.н. кал. до 5-4 тыс. л.н. кал., когда культурный слой начал здесь размываться водами ЛТ. За этот промежуток времени уровень ЛО поднялся от –3-4 до +15 м, т.е. повышался со скоростью 4.5-6 мм/год.Период размывания и переотложения культурных слоев на юге Ленинградской области естественно связывать с подъемом уровня озера во время хорошо теперь известной ЛТ. Причину ее исследователи связывают с резким изменением пути стока вод крупного Сайменского озерного бассейна от западного, в Финский залив, на восточный, в бассейн Ладоги в результате прорыва у дефиле с водопадом Иматра (исток р. Вуоксы). Событие датировано ~5.5 тыс. л. н., а начало резкого, быстрого спада уровня на севере ЛО установлено~3.1 тыс. л.н. (Saarnisto, 1970). Для понимания условий залегания находок, процесса переотложения и палеогеографической ситуации авторы уделили специальное внимание позднему периоду, поскольку долгое время существовали и до сих пор не преодолены в российской печати разногласия по поводу последней датировки. По образцам, собранным на разных берегах Ладоги, датировкисобытия расходились от 3.8-3.6 тыс. л.н. до ~2 тыс. л.н. Для уточнения времени события на юге ЛО авторы использовали два подхода, а именно, 1) истолкование наиболее представительного разреза с твердой датой в пределах участка находок А.А. Иностранцева и 2)датирование времени возникновения низкой террасы, после основного падения уровня ЛО, в низовьях р. Волхов.

1. Разрез у 189 км шоссе Ленинград-Петрозаводск (ныне Мурманское шоссе) находится между впадающими в ЛО рр. Паша и Оять на абс. выс. 14-15 м. Здесь на большом протяжении отчетливо выражен береговой вал, поднимающийся до высоты около 16 м, который связывают с максимумом ЛТ. КВ от вала расположен огромный торфяной массив, а к З, в сторону озера, торфяник замещается слоем погребенной почвы и исчезает. В основном массиве торфяника в торфоразработках вскрыт следующий разрез (Лисицына, см. Гурина, 1963, стр. 550-551):1. 0.0-2.65 м – торф красновато-коричневый, плотный, с обилием макроостатков; нижняя граница неровная; 2. 2.65-2.9 м – песок грубый, в основном крупнозернистый, зеленоватой окраски, насыщенный гравием, галькой и валунами, в том числе размером до 0.5 м; 3. 2.9-3.05 м – глина, грубая, плотная, зеленовато-серая, с пятнами ожелезнения и мелкой галькой.Глина внизу отложена при ЛТ. По образцу из низа торфа (с глуб. 2.6 м, т.е. с абс. выс. ~12 м) получена дата 3050±150 [Ле-11] (Серебряный, Чеботарева, 1963). Начало отложения торфа и почвы между валами, т.е. осушения уровня 12 м точно совпадает с концом ЛТ, с резким спадом уровня ЛО.

2. Близ устья р. Волхов у южного конца дер. Березье в теле террасы 1.5-1.8 м. надморенные тонкослоистые суглинки образуют две пачки, в каждой чередуются прослои торфа, песков и супесей, частью гумусированных. Древесина из основания разреза (0.25-0.3 над руслом ручья) получила датировку 5200±60 л.н. [Ta-2956], 5950±50 л.н. кал., дата другого фрагмента древесины (со следами искусственных? зарубок) 4890±30 [Ta-2958], 5600±60 л.н. кал., тогда как по образцу торфа (местами со следами окатанности) дата оказалась 4225±40 [Ta-2923], 4850 л.н. кал. В верхней части разреза имеются линзовидные пропластки мохового, слаборазложившегося торфа и окатанные фрагменты черного, заведомо более раннего, торфа, слои которого ниже по разрезу выдержаны. В верхней пачке фрагмент древесины с окатанными сучками, включенный в верхний торф, дал значение 4400±50 [Ta-2957], 4980±50 л.н. кал. В этой же пачке, но в другом прослое торфа с примесью песка, датировка неокатанного древесного фрагмента значительно более древняя: 5700±100 [Ta-2955], 6500±150 л.н. кал. Наконец, над верхним торфом древесный фрагмент дал возраст 5200±60 [Ta-2956], 6000±100 л.н. кал. Понятно, что при таком разбросе дат ни одна из них, даже самая поздняя, не может служить показателем времени накопления слоев, поскольку вероятно инситный торфяной прослоек толщиной всего 2 см в верхней, супесчаной пачке получил датировку 2015±200 [Ta-2925], 2060±250 л.н. кал. Столь молодая дата дает основание относить всю аккумулятивную толщу низкой террасы примерно к этому времени, когда спад вод ЛТ завершился. Логично принимать, что снос шел за счет размыва тела близлежащей 11-12 м террасы, где древесный торф, как мы теперь знаем, мог накапливаться от8.5 до 4.5 тыс. л.н. кал.

Резкий быстрый врез р. Волхов в связи с падением уровня ЛО укладывается, таким образом, в интервал 3-2 тыс. л.н. Его обусловленностьвнезапным прорывом вод ЛО по ложбине образовавшейся р. Невы на уровне около17-18 м не вызывает сомнения. Размыв тогдашней перемычки высотой всего в несколько м связываеся с мощным цунами около 3-х тыс. л.н. на южном побережье Ладожского озера (Никонов, 2008).

Список литературы:

Гурина Н.Н. Древняя история Сев.-Зап. Европ. части СССР / МИА.–1961. –№ 87. –536 с.

Иностранцев А.А. Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера. СПб. –1882. – 241 с.

Марков К.К., Порецкий В.С., Шляпина Е.В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Тр. КИЧП. –1934. – Вып. 4. – С. 71-144.

Никонов А.А. Человек каменного века на Ладожском озере // Природа. –2008. – № 7. – С. 26–34.

Никонов А.А. Рождение Невы – бурное и потаенное // Общество. Среда. Развитие. –2009. –№ 1 (10). – С. 212–229.

Никонов А.А., Селин А. А О вовлечении археолого-палеонтологической коллекции А.А. Иностранцева в базовую структуру культурно-исторического наследия страны // Матер. науч. конфер. «Идеи А.А. Иностранцева в геологии и археологии. Геол. музеи». –СПб. –2009. –С. 46-49.

Серебряный Л.Р., Чеботарева Н.С. Некоторые дискуссионные вопросы палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений центра и северо-запада Русской равнины (в связи с данными радиоуглеродного метода) // Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. –М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Тимофеев В.И. О культурно-хронологической атрибуции находок каменного века из приладожской коллекции А.А. Иностранцева // Вопросы геологии и археологии. –СПб. –1994. –С. 57-58.

Ailio Ju. Des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung // Fennia. –1915. –Vol. 38. – N 3. – 157 p.

SaarnistoM.The Late Weichselian and Flandrian history of the Saima Lake Complex // Commentat. Physico-Mathem. –V. 37. –Helsinki. – 1970.

ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА НА ЗАПАДЕ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТОРФЯНИКА «СЕЛИХОВО» (ОРЛОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Е.Ю. Новенко[1,2], О.В. Руденко[3], А.Н. Цыганов[4], Е.М. Волкова[5], К.В. Бабешко[4], И.С. Зюганова[2], Ю.А. Мазей[4]
[1]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,* lenanov@mail.ru
[2]*Институт географии РАН, Москва, Россия,* inna0110@gmail.com
[3]*Орловский Государственный Университет,* olrudenko2011@yandex.ru
[4]*Пензенский государственный университет, Пенза, Россия,* andrey.tsyganov@bk.ru; yurimazei@mail.ru
[5]*Тульский государственный университет, Тула, Россия,* convallaria@mail.ru

VEGETATION AND CLIMATE CHANGES ON THE WEST OF THE MID-RUSSIAN UPLAND DURING THE HOLOCENE INFERRED FROM MULTY-PROXY STUDIES OF PEATLAND “SELIKHOVO” (OREL REGION)

E.Yu. Novenko, M.V. Lomonosov Moscow State University, Institute of Geography of Russian Academy of Science, Moscow, Russia;
I.S. Zuyganova, Institute of Geography of Russian Academy of Science, Moscow, Russia;
O.V. Rudenko, Orel State University, Orel, Russia, A. N. Tsyganov, E. M. Volkova, Tula State University, Tula, Russia,K. V. Babeshko, Yu. A. Mazei, Penza State University, Penza, Russia

Изучение реакции ландшафтных компонентов экотона леса и степи на климатические изменения как в текущем столетии, так и в более отдаленном прошлом вызывает растущий интерес у палеогеографов, экологов и ландшафтоведов. Однако, территория современной Орловской области до сих пор остается крайне слабо изученной. Новые детальные палеоботанические исследования и радиоуглеродное датирование были проведены для погребенного торфяника, расположенного в окрестности с. Селихово Знаменского района Орловской области. Разрез находится в пойме крупной балки, базисом эрозии для которой служит долина небольшой реки Моховицы, относящейся к бассейну Верхнего течения Оки. Торфяник перекрыт 30-см слоем легкой супеси, подстилается суглинком, опесчаненным. Описание разреза и отбор образцов проводились в ходе полевых работ в 2012 г. Обработка проб произведена в лабораторных условиях согласно стандартным методикам. Были выполнены спорово-пыльцевой анализ торфяной залежи (рис.), ботанический анализ торфа, ризоподный анализ, определена зольность торфа (потери при прокаливании), проведен подсчет частиц угля, размером более 0.5 мм. Реконструкции климатических характеристик и лесистости выполнены при помощи аналогового метода (Overpeck et al., 1985; Novenko et al., 2014).

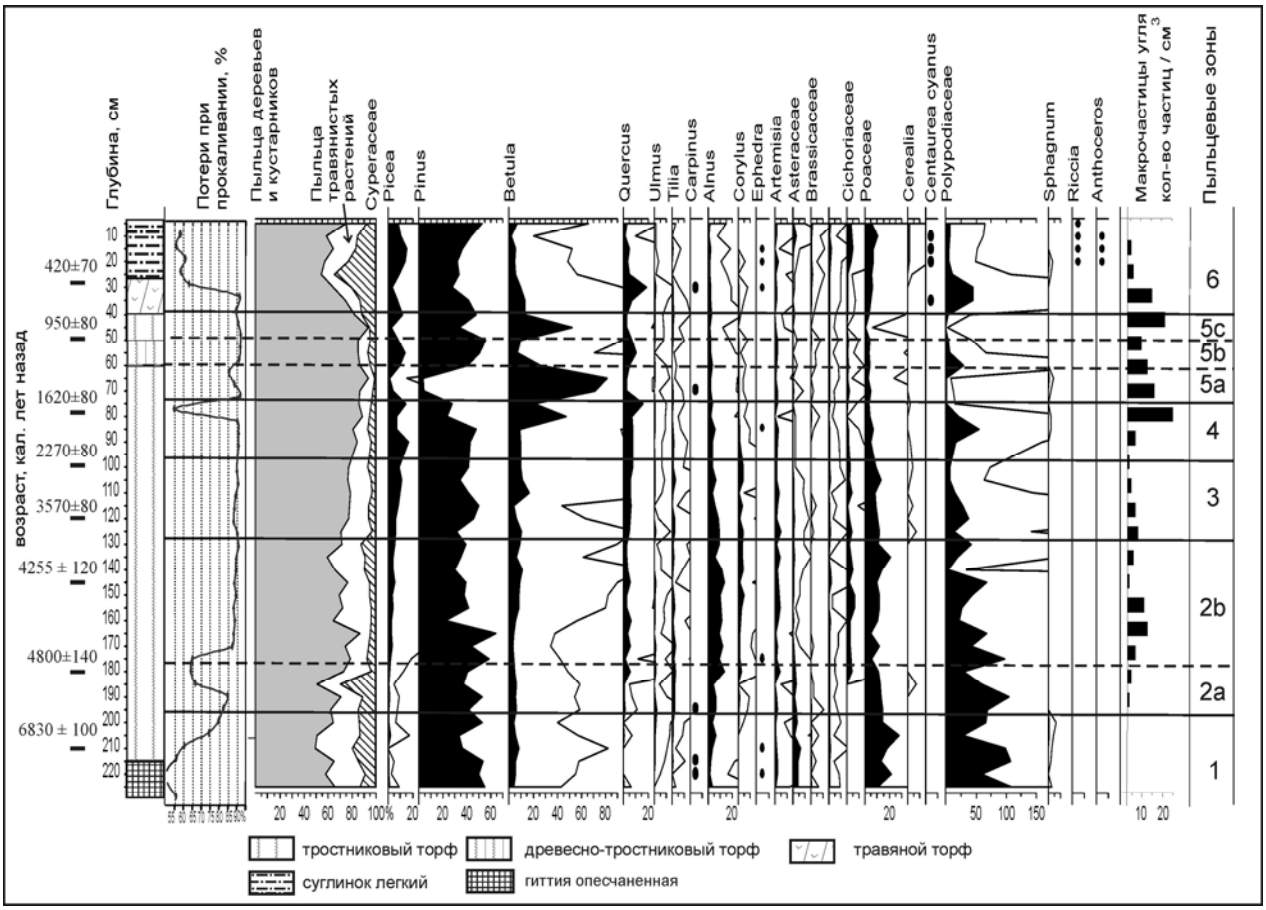
Ботанический анализ торфа показал, что вся торфяная залежь представлена низинным тростниковым торфом, низинным травяным торфом и древесно-тростниковым торфом. Среди макроостатков доля тростника составляет от 70 до 90%, в небольшом количестве присутствуют остатки *Equisetum, Scirpus, Carex sp., Menyanthes*, *Comarum.* Из осок отмечены *Carex lasiocarpa, Carex rostrata*. Древесина лиственных пород деревьев присутствует в торфе с глубины 90 см, доля этих остатков 2-3%. Исключение составляет прослой на глубине 50-55 см, где содержание остатков древесины ольхи и ивы возрастает до 15%.

Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о том, что в период 6800-4750 кал. л.н. (календарных лет назад) для растительного покрова изучаемой территории было характерно сочетание сосновых лесов и луговых сообществ, что соответствует положению региона в полосе экотона между лесной и степной областями. Лесистость составляла 30-40%. Согласно климатическим реконструкциям среднегодовые температуры в течение этого временного интервала составляли 7-8°С, выше современных значений на 1.5-2°С, за исключением периода 6750-6500 кал. л.н., для которого реконструировано небольшое похолодание. Среднегодовое количество осадков близко к современному уровню (550 мм/год), что в условиях более высоких температур, очевидно, приводило к сокращению увлажнения территории за счет более высокого испарения. В период 4800-3750 кал. л.н. в лесных сообществах сократилась доля широколиственных пород, постепенно начала распространяться ель. Температуры понижаются по сравнению с предыдущей фазой, но остаются немного выше современных значений. Количество осадков составляет 550-600 мм.

Похолодание и увлажнение климата в период 3750-1700 кал. л.н. привело к увеличению площади лесов в области экотона леса и степи и продвижению границы леса к югу. На рассматриваемой территории в окрестностях изученного погребенного торфяника были распространены дубово-сосновые леса с участием ели и широколиственных пород, с густым подлеском из лещины. Лесистость территории возросла до 40-50%. Климатические реконструкции указывают на понижение среднегодовых температур на 2°С и существенное увеличение осадков (до 700 мм/год). Наступление леса на степь в суббореале фиксируется во многих разрезах степной и лесостепной областей. Максимумы пыльцы древесных пород отмечены на спорово-пыльцевых диаграммах Среднерусской возвышенности, в бассейнах верхнего течения рек Дона, Оки и Сейма (Климанов, Серебряная, 1986; Новенко и др., 2013; Borisova et al., 2006). Продвижение древесных пород к югу в этот период прослеживается вплоть до среднего течения Дона (Спиридонова, 1991).

Резкий подъем кривой пыльцы березы в спектрах в горизонте торфа, датированном около 1700 л.н., увеличение на порядок содержания частиц угля в торфе и появление культурных злаков и видов-индикаторов антропогенного воздействия на растительность указывают на нарушения растительного покрова, вызванные деятельностью человека. В период 1700-600 кал. л.н. прослежены несколько фаз уничтожения и восстановления лесов на изучаемой территории. Эти изменения нашли отражение также в локальной растительности болота и в сообществах раковинных амеб, связанных с пожарами, а также в изменениях поступления минеральных частиц с прилегающей территории. Верхняя часть разреза (последние 400 лет) отражает коренные изменения растительного покрова, сведение лесов и распространение агроландшафтов.

Исследования поддержаны проектом РФФИ 14-05-05-0550 и 1506 Государственного задания МО и Н РФ Орловскому государственному университету.



Результаты комплексных исследований торфяника у с. Селихово (Орловская область)

Список литературы:

Новенко Е.Ю., Гласко М.П., Волкова Е.М., Зюганова И.С. Динамика ландшафтов и климата бассейна Верхнего Дона в среднем и позднем голоцене // Известия РАН. Сер. геогр. – 2013. – № 2. – С. 68 – 82.

Климанов В.А., Серебряная Т.А. Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1986. – № 2. – С. 93–101.

Спиридонова Е. А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. – М., 1991. – 221 с.

Borisova O, Sidorchuk A, Panin A. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // Catena. – 2006. – Vol. 66. – P. 53-73

Novenko, E.Yu., Eremeeva, A.P., Chepurnaya, A.A. Reconstruction of Holocene vegetation, tree cover dynamics and human disturbances in central European Russia, using pollen and satellite data sets. Vegetation History and Archaeobotany. – 2014. – Vol. 23. – P. 109–119.

Overpeck, J.T., Webb III, T., Prentice, I.CA. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // Quaternary Research. – 1985. – Vol. 23. – P. 87-108.

БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ ТРУКШИНА (ПОДНЯТИЕ МЕНДЕЛЕЕВА, СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

Е.С. Новихина

ФГУП «ВНИИ Океангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия, khelizaveta@yandex.ru

BENTHIC FORAMINIFERA FROM THE LATE CENOZOIC SEDIMENTS OF THE SEA MOUNTAIN TRUKSHINA (MENDELEEV RISE, ARCTIC OCEAN)

E.S. Novikhina, Federal State Unitary Enterprise "I.S. Gramberg's VNIIOkeangeologia", St. Petersburg, Russia,

Гора Трукшина с вершинной отметкой 1261 м находится на самом севере поднятия Менделеева, вблизи места его сочленения с хребтом Альфа. Вершина горы на 1300 м возвышается над дном котловины Подводников. Колонка донных осадков KD-1205-23C (83º02,42′ с.ш., 177º12,66′ в.д.) отобрана у восточного края плосковершинной поверхности горы, на глубине 1890 м во время экспедиции Арктика-2012 (Рис., А, Б, В). Длина ненарушенной части керна составляет 1560 см, ниже осадок деформирован при пробоотборе и не анализировался. Осадки представляют собой переслаивание алевропелитов шоколадного и серого цветов. Текстуры осадка от тонкослоистой до линзовидной. Встречаются прослои, обогащенные песчаным материалом.

На микрофауну опробованы верхние 100 см осадка. Колонка нарезана на образцы толщиной 2.5 см. Верхние 2.5 см керна отсутствуют, следующие 25 см изучены полностью. Всего изучено 13 образцов. Анализировалась фракция > 125μ.

Верхние 10 см керна (**2.5-10 см**) включают в себя пик обилия известковых фораминифер, представленный типичными видами глубоководных обстановок Северного Ледовитого океана (СЛО): *Oridorsalis tenerus, Cibicides wuellerstorfi, Eponides tumidulus, Triloculina frigida, Quinqueloculina akneriana, Pyrgoella irregularis, Valvulineria arctica*. Доминирует в сообществе *O.tenerus*. Причем количественный максимум приходится не на верхнюю часть колонки, как это наблюдается в других изученных колонках (Polyak et al., 2004; Гусев и др., 2012; Новихина, 2014; Андреева и др., 2007) и датируется в них как голоцен, а гораздо ниже – на 5-7.5 см. Учитывая низкие скорости осадконакопления в северной части поднятия Менделеева (Андреева и др., 2007) мы предполагаем, что голоценовые осадки должны содержаться в отсутствующих верхних 2,5 см керна. Об этом косвенно свидетельствует отсутствие в верхнем образце фораминифер с агглютинированной раковиной – характерного элемента современной батиально-абиссальной группы видов. Этот интервал, вероятно, соотносится с морской изотопной стадией (МИС) 5, либо объединяет в себе 3-5 МИС. Сходное распределение микрофауны демонстрирует ближайшая к изученной нами колонка с хребта Менделеева AF-00-02, в которой верхние 0-3 см отнесены к позднему Висконсину методом радиоуглеродного датирования, 4 МИС выделяется уже в первых 3-10 см, а 5 МИС – на 10-17 см (Андреева и др., 2007).

В **10-12.5 см** общая численность бентосных фораминифер достигает минимума – 4 шт/г.

Далее в интервале **12.5-22.5 см** содержание бентосных фораминифер увеличивается, но не значительно (10-17 шт/г), фауна исключительно известковая, так же как и в верхних 10 см керна доминирует *O. tenerus*. Однако встречается нехарактерная для СЛО фауна – единичные тихоокеанские виды Gyroinoides sp., Patellina corrugate. Кроме того интервалы **15-17.5 см** и **22.5-25 см** отмечены находкой *Cibicides grossus*. По одним оценкам присутствие этого вида в СЛО относят к временному промежутку 2.4–3.5 млн.лет (McNeil, 1990), по другим – к 1–2 млн.лет в Канадской Арктике (в зоне бассейна Бофорта-Маккензи), возраст определен методом $^{87}Sr/^{86}Sr$ датирования (McNeil et al., 2001). В разрезе с Северной Земли этот вид был обнаружен в слое, датированным 555±62 тыс. лет методом ЭПР по обломкам раковин моллюсков. Если эта датировка верна, то зона *Cibicides grossus*, видимо, имеет более широкий возрастной диапазон, чем это считалось до сих пор (Макеев и др., 1989), и включает в себя не только плиоцен – эоплейстоцен, но и ранний неоплейстоцен.

На основании вышеизложенного для интервала **15-17.5 см** можно предположить возраст, соответствующий как минимум 13-15 МИС. Возможно, этот интервал относится уже к эоплейстоцену.

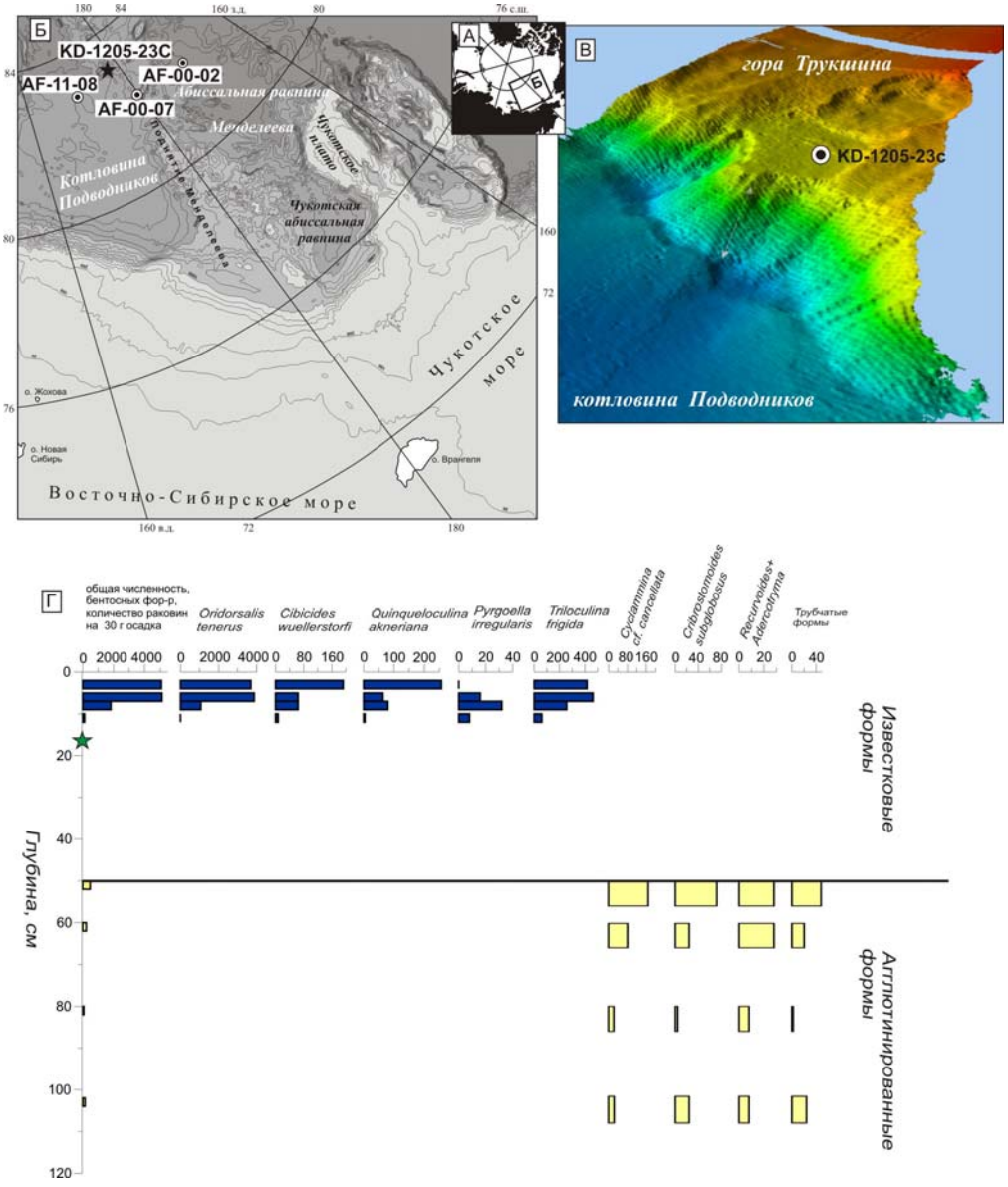
22.5- 25 см – содержит немногочисленную фауну, включающую как известковых так и агглютинированных фораминифер. Так называемая переходная зона (O'Neill, 1981) – фораминифер очень мало, всего 1шт/г.

Интервал **50-105 см** – не содержит известковых раковин. Агглютинированные раковины представлены родами Cyclammina, Cribrostomoides, Adercotryma, Recurvoides, Cystammina, Trochammina. Из отряда Astrorhizida встречаются раковины родов Rhabdammina, Hyperammina, Hormosina – это трубчатые формы, они представлены только в виде фрагментов. Доминируют Cyclammina (*C. cancellata, C. pseudopusilla*) и *Cribrostomoides subglobosus*. В современных осадках Северного ледовитого океана представители рода Cyclammina не встречаются. Самая северная находка современных *C. cancellata* – отмечается в Северной Атлантике у южной оконечности Гренландии на глубине 1380 м и у юго-западной оконечности Ирландии – 690 м; в Тихом океане – к югу от Алеутских островов – 5696 м (Akers, 1954).

Это самый глубоководный из всех таксоценозов бентосных фораминифер. Эта фауна обитает ниже уровня карбонатной компенсации, в зонах слабого поступления в бассейн кремнистого матриала, при недостатке кислорода, увеличенном содержании углекислоты и $C_{орг}$ (Андреева и др., 2007). Соответственно, в таких условиях, вероятно, формировались осадки этого интервала. Предположительный возраст – поздний плиоцен / ранний плейстоцен. Такой возраст предложен на основе литературных данных – это граница перехода от агглютинирующей ассоциации фораминифер к известковой в осадках СЛО в рамках «древней» возрастной модели (Данилов и др., 1991; Андреева и др., 2007).

Таким образом, в разрезе изученной колонки можно выделить три основные зоны: 1. Зона известковых бентосных фораминифер; 2. Переходная зона, содержащая агглютинированный и известковый бентос; 3. Зона, содержащая исключительно агглютинированные формы, преимущественно рода Cyclammina.

Микрофауна позднекайнозойских осадков поднятия Менделеева в последние годы достаточно хорошо изучена, в особенности из южной и срединной частей поднятия (Polyak et al., 2004, Adler et al., 2009, Stein et al., 2010, Басов и др., 2011 и др.). Мощность осадочного чехла и скорости осадконакопления закономерно уменьшаются от южной части к северной. Даже несмотря на различиях в оценке возраста и режима седиментации («древняя» и «молодая» модель) виден большой контраст в скоростях осадконакопления и в составе вмещающей себя фауны по разрезам колонок. В исследованной колонке очень «сжат» четвертичный слой – уже на 50 см от верха колонки происходит смена известковой фауны на агглютинирванную – так называемая «зона перехода» по О'Нейлу (O'Neill, 1981) т.е. весь плейстоцен вмещен в верхние 50 см осадка. Это связано, очевидно, со значительным удалением от областей терригенного сноса. Похожее соотношение по разрезу осадков, содержащих известковые фораминиферы и осадков с агглютинированными формами, отмечено для колонки AF-11-08, отобранной в котловине Подводников, в 100 км западнее горы Трукшина (Новихина, 2014) (рис., Б), а также колонок AF-00-07 с горы Шамшура и AF-00-02 с абиссальной равнины Менделеева (Андреева и др., 2007) (рис., Б).



Положение района исследований (А), колонки KD-1205-23C (показана звездочкой) и соседних изученных колонок донных осадков, положение колонки на 3-D изображении рельефа горы Трукшина (В). Изменение количества фораминифер (кол-во раковин на г сухого осадка) в колонке KD12-05-23c (Г). На графиках представлены виды, вносящие наибольший вклад в общее обилие фораминифер. Звездочкой на оси ординат указано место нахождения в колонке Cibicides Grossus.

Автор благодарен П.В. Реканту за предоставленные материалы (ВНИИОкеангеология, С.-Петербург). Работа проводилась с использованием оборудования Лаборатории полярных и морских исследований им. Отто-Шмидта (ААНИИ, С.-Петербург). Так же хочется выразить признательность Е.А. Гусеву и В.А. Басову (ВНИИОкеангеология, С.-Петербург) за помощь в проведении исследований, многочисленные научные дискуссии и ценные советы.

Список литературы:

Андреева И.А., Басов В.А., Куприянова Н.В., Шилов В.В. Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (СЛО) // Материалы по фанерозою полярных областей и центральной части Северо-Атлантического хребта. Тр. ВНИИОкеангеология. – Т. 211. – СПб., 2007. – С. 131-152.

Басов В.А., Куприянова Н.В., Новихина Е.С. Стратиграфия донных осадков в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) на основе изучения бентосных фораминифер и остракод // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Т. 1. – Апатиты, 2011. – С. 60-63.

Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С., Кузнецов В.Ю., Левченко С.Б., Жеребцов И.Е., Баранова Н.Г. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. – 2012. – Вып. 4. – С. 102-115.

Данилов И.Д., Телепнев Е.В., Чугунов А.Б., Беляева Н.В., Хусид Т.А., Вирина Е.И., Полякова Е.И. Результаты палеогеографического изучения донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана (хребет Менделеева) // Океанология. – 1991. – Т. 31. – Вып. 1. – С. 108-116.

Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1989. – № 58. – С. 58-69.

Новихина Е.С. Четвертичные бентосные фораминиферы котловины Подводников (Северный Ледовитый океан) // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2014. – № 3 (101). – С. 81-88.

Adler R.E., Polyak L, Ortiz J.D., Kaufman D.S., Channell J-E.T., Xuan Ch., Grottoli A.G., Sellйn E., Crawford K.A. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // Global and Planetary Change. – 2009. –Vol. 68. – P. 18-29.

Akers W.H. Ecologic Aspects and Stratigraphic Significance of the Foraminifer Cyclammina cancellata Brady // Journal of Paleontology. – 1954. – Vol. 28. – No. 2. – P. 132-152.

O'Neil B. Pliocene and Pleistocene benthic foraminifera from the Central Arctic Ocean // Journal of Paleontology. – 1981. – Vol. 55. – No. 6. – P. 1141-1170.

McNeil D.H. Tertiary marine events of the Beaufort-Mackenzie basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America // Arctic. – 1990. – Vol. 43. –. 4. P. 301-313.

McNeil D.H., Duk-Rodkin A., Dixon J., Dietrich J.R., White J.M., Miller K.G., and Issler D.R. Sequence stratigraphy, biotic change, $^{87}Sr/^{86}Sr$ record, paleoclimatic history, and sedimentation rate change across a regional late Cenozoic unconformity in Arctic Canada // Can. J. Earth Sci. – 2001. – Vol. 38. – P. 309-331.

Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2004. – Vol. 203. – P. 73-93.

Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung. – 2010. –Vol.79. – № 2. – P. 97-121.

К ПРОБЛЕМЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОЛИН РЕК ОСА И ОБУСА*

В.М. Новосельцева[1], Е.Б. Ощепкова[2]

[1]*Иркутская лаборатория археологии и палеоэкологии ИАЭТ СО РАН, Иркутск, Россия,* novlm@mail.ru,

[2] *Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*, elenaoshepkova@bk.ru

THE PROBLEMS OFTHE GEOMORPHOLOGICAL POSITIONS OF THE GEOARCHAEOLOGICAL COMPLEXES OF THE OSA AND OBUSA RIVER VALLEYS

V.M. Novoseltseva, *Laboratory of Archaeology and Paleoecology of the Institute of Archeology and Ethnography, SB RAS, Irkutsk, Russia; E.B. Oschepkova, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Ангаро-Осинскийгеоархеологический район представлен кайнозойской тектонической субширотной депрессией линейного типа в зоне пересечения локальных разломов: Приангарского северо-северо-западного направления и Обусинского северо-восточного направления. Обрамляющий рельеф – расчлененное плато с абсолютными отметками до 600 м в южной части территории и до 750 м в восточной и северо-восточной частях. Образование современного рельефа тесно связано со структурно-тектоническими особенностями строения территории, направлением трещиноватости и литологическим составом слагающих пород. Вершинные части поверхности плато имеют вид куэст с падением на северо-восток. Плоские водоразделы являются останцами мелпалеогеновой поверхности выравнивания. Сводовые части выделенных здесь антиклинальных складок приурочены к вершинам водоразделов, а крылья складок повторяются в рельефе в виде склонов. На склонах по тектоническим трещинам интенсивно развиваются эрозионные, карстовые, суффозионные процессы, закладываются лога и сухие пади. Долины рек Осы, Обусы, их притоков и ручьев приурочены к тектоническим разломным зонам (Стратиграфия, палеогеография…, 1990).

В геологическом строении района принимают участие породы ангарской, литвинцевской и верхоленской свит раннего и позднего кембрия (известняки, доломиты, мергели, песчаники, алевролиты и аргиллиты), на которых залегают отложения заларинской свиты ранней юры (конгломераты, песчаники, аргиллиты, глины с прослоями углей). На породах повсеместно развиты разновозрастные коры выветривания. Склоновые процессы, получившие широкое распространение, видимо, с конца эоплейстоцена, обусловили накопление кайнозойских отложений в нижних частях склонов и в долинах. Новейшие отложения образовывались в результате переотложения кор выветривания. На склонах имеют место делювиальные, пролювиальные, солифлюкционные отложения (галечно-валунные, супеси и суглинки, пески, глины), в долинах аллювиальные и озерные отложения мелких водоемов (пески, супеси, прослои глин) (Воробьева, Медведев, 1998).

Отложения ангарской свиты, представлены мергелями доломитами, аргиллитами. Породы верхоленской свиты представлены мергелями, аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Они отмечаются от устья Осинского залива до залива р. Куй с некоторыми перерывами по Осинскому, Унгинскому и Удинскому заливам. В бе-

реговых уступах породы сильно выветрелые, при их размыве образуется грубообломочный материал и дресва. (Логачев и др., 1964; Цейтлин, 1975).

Археологические исследования района насчитывают более чем столетнюю историю, но изначально были приурочены в основном, к берегам р. Ангары. Особенно это было связано с затоплением ложа водохранилища Братской ГЭС. Именно под затопление ложа были проведены масштабные работы по берегам р. Ангары и в устье р. Осы в середине XX в., когда для работы в зоне затопления будущего водохранилища Братской ГЭС была организована Братская археологическая экспедиция Ленинградского отделения Института

истории материальной культуры АН СССР под руководством А.П. Окладникова. В 1957 г. последовало открытие первого достоверного местонахождения палеолита в урочище Красный Яр на правом берегу р. Ангары в 3 км ниже впадения р. Осы. В 1957-1959 гг. раскопки многослойной стоянки проводила З. А. Абрамова в составе Ленинградской экспедиции

С 1970 г. когда окончательно было затоплено ложе Братского водохранилища и с началом размыва берегов водохранилища началось не только открытие и исследование палеолитических объектов, хотя палеолитическая тематика была определяющей, но и открытие и исследование объектов палеометалла, средневековья и нового времени. Основные известные палеолитические комплексы географически приурочены к устью долины р. Осы. Множество объектов зафиксировано по правому берегу р. Ангары (ныне Братское водохранилище) и по южному берегу Осинского залива(Медведев и др., 1991).

В 2014 г. отрядом Иркутской лаборатории археологии и палеоэкологии ИАЭТ СО РАН были проведены комплексные геоархеологические исследования по долинам рек Оса и Обуса, от истока до берегов Осинского залива. Во время экспедиционных работ открыто и обследовано более 10 объектов широкого хронологического диапазона, но основной акцент делался на объекты неоплейстоценового возраста.

В долине р. Обусы зафиксировано 4 объекта: Нижний Горхон, Верхний Горхон 1-3. Объекты расположены в верховьях долины р. Обусы, по правому (северному) борту долины. Местонахождения Нижний Горхон и Верхний Горхон 1 зафиксированы на бровке уступа долинной террасовидной поверхности, образование которой связано с литолого-структурными особенностями залегания коренных пород. Уступы таких поверхностей, как правило, являются литологическими ступенями. Объекты Верхний Горхон 2 и 3 расположены на той же террасовидной поверхности в удалении от ее бровки к тыловому шву.Последний из описываемых объектов приурочен к устью пади и имеет голоценовый возраст по техноморфологическим признакам, обнаруженного каменного инвентаря. Интерес представляет объект Верхний Горхон2, как наиболее древний из обнаруженных комплексов. О возрасте ансамбля, прежде всего, говорит наличие ветровой корразии на поверхности кварцитовых артефактов, зафиксированных на относительных отметках 30-40 м от уровня р. Обусы. Данная геоморфологическая позиция для комплекса коррадированных артефактов не характерна, поскольку большинство известных ансамблей района, приурочены к водораздельной поверхности Лено-Ангарского плато (Медведев, 1975, 2001).

В верховьях долины р. Осы открыто и обследовано 4 геоархеологических комплекса как плейстоценового, так и голоценового возраста. Это объекты в районе деревень Прохоровка, Бурятские Янгуты (Енисей), Мольта (Каха) и Онгосор. Все объекты приурочены по геоморфологическим позициям к долинным террасовидным поверхностям долины р. Осы, с относительными отметками 30-60 м. При обследовании поверхностей вершинных частей плато, обрамляющих с севера и с запада долины рек Оса и Обуса зафиксированы ансамбли экспонированных коррадированных артефактов на горе Удуктай и горе Улан.

В целом, рассматривая имеющиеся результаты многолетних работ и исследований плейстоценовых комплексов Ангаро-Осинскогогеоархеологического района и суммируя с полученными данными исследований верховьев долин рек Оса и Обуса мы можем сделать некоторые выводы в решении проблемы геоморфологического позиционирования неоплейстоценовых комплексов долин и долинообразных впадин.В основном, неоплейстоценовые и раннеголоценовыеархеологические объекты Ангаро-Осинскогогеоархеологического района по геоморфологическим позициям приурочены к высоким долинным и водораздельным поверхностям.

Поскольку большинство из известных объектов Ангаро-Осинскогогеоархеологического района попали в зону затопления водами Братского водохранилища и либо затоплены, либо интенсивно размываются в современном состоянии, попытки картировать и систематизировать знания по геоморфологическим позициям затруднены из-за активного антропогенного воздействия.

Изучение объектов, на высоких отметках склонов долин и водораздельных поверхностей рек Ангара, Оса и Обуса даст возможность выхода на принципиально новый уровень анализа и интерпретации данных по геоархеологии, геоморфологии и геологии четвертичных отложений Ангаро-Осинского геоархеологическогорайона.

** Выполнена при поддержке проектаX.104.1.41. ИАЭТ СО РАН*

Список литературы:

Воробьева Г.А., Медведев Г.И. Стратиграфия верхнего плейстоцена Байкало-Енисейской Сибири // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез.докл. Всесоюз. совещания. – СПб., 1998. – С. 18.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. – М: Наука, 1964. – 165 с.

Медведев Г.И. Местонахождения раннего палеолита в Южном Приангарье // Древняя история народов юга Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во Иркут.ун-та, 1975. – Вып. 3. – С. 3–36.

Медведев Г.И. О геостратиграфии ансамблей эолово-коррадированных артефактов Байкальской Сибири // Современные проблемы Евразийскогопалеолитоведения. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2001. – С. 267–272.

Медведев Г.И., Бердников М.А., Федоренко А.Б. Некоторые аспекты изучения докерамических местонахождений Ангаро-Осинского района (ЮжноеПриангарье) // Палеоэтнологические исследования на юге Средней Сибири. – Иркутск: Изд-во Иркут.ун-та, 1991. – С. 5–14.

Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири: к XIII конгрессу ИНКВА (КНР, 1991) / Отв. ред. Г.И. Медведев, Н.А. Савельев, В.В. Свинин. – Иркутск: Иркут. Ун-т 1990. – 165 с.

Цейтлин С.М. Геология палеолита верхнего Приангарья // Древняя история народов юга Восточной Сибири. – Иркутск: Изд-во Иркут.ун-та, 1975. – Вып. 3. – С. 59–73.

К ВОПРОСУ ОБ ОТСУТСТВИИ В СИБИРИ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПОГРЕБЕНИЙ

Н.Д. Оводов
Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия, ndovodov@mail.ru

TO THE QUESTION ON ABSENCE OF PALEOLITHIC BURIALS IN SIBERIA

N.D. Ovodov, Institute of Archaeology et Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia

На огромной территории от Алтая до Забайкалья открыто большое количество стоянок человека эпохи палеолита, а также места присутствия людей того времени в виде скоплений артефактов. При этом удивительным образом практически не отмечено погребений. Антрополог М.М. Герасимов, которому посчастливилось открыть и исследовать стоянку Мальта, отметил возможную причину тому: человек «…погребал своих умерших в убежищах, гротах, пещерах, как в местах трудно доступных» (Герасимов, 1955, с. 239). Тем не менее, интенсивные исследования алтайских пещер археологами на протяжении нескольких последних десятилетий не подтвердили предположения Герасимова. В таких карстовых полостях как Денисова, Логово Гиены, Окладникова, Чагырская были найдены лишь единичные разрушенные кости посткраниума и изолированные зубы людей без следов могильных ям (Шпакова, Деревянко, 2000; Медникова, 2011; Васильев,2013; ChristyG.TurnerII**,** NikolaiD.Ovodov, OlgaV. Pavlova,2013). В то время как в Европе обнаружено значительное количество скелетных погребений мустьерцев и кроманьонцев (Монгайт, 1975). Такое различие наводит на мысль: европейцы в те далёкие времена имели склонность хоронить умерших соотечественников, спасая тем самым трупы от падальщиков. Сибирякам, возможно, не знакома была такая забота о ближних. Не исключено, что в человеческом обществе существовал каннибализм, с которым возможно связана находка на памятнике Афонтова Гора II, который расположен в черте города Красноярска. От одного из двух индивидуумов сохранилась часть левого локтевого сустава, о котором М.П. Грязнов (1932, с. 144) писал: «… локоть, выломанный из неразложившегося ещё трупа». Действительно, судя по фотографии, кости расколоты без последующего разрушения зубами хищников.

Как и где жили люди в эпоху палеолита? Теперь уже хорошо известно, что кроманьонцы знали секреты выделки шкур и пошива одежды. Одним из примеров тому служит найденная нами, аккуратно выполненная костяная иголка, обнаруженная рядом с зубом носорога в гроте Двуглазка (Хакасия) при зачистке стенки раскопа З.А. Абрамовой. Надо заметить, что между тридцатью и сорока тысячами лет от нашего времени в Западной Европе и на Алтае появилась собака, как спутник человека (NikolaiD.Ovodov, SusanJ. Crockford, YaroslavV. Kuzminandother, 2011). Естественным образом люди палеолита строили отапливаемые очагами долговременные жилища под открытым небом, о чём наиболее ярко свидетельствуют памятники Забайкалья (Константинов, 2001). Сложнее говорить об этом в отношении пещерных убежищ. По представлениям большинства археологов в те, тысячелетней давности времена, человек оседло обитал в пещерах в зимнее время, переселяясь летом на открытые пространства вблизи водоёмов. Пещеры же в тёплые сезоны, якобы, осваивали в основном крупные хищники: гиены, львы, волки. По моему мнению, следуя логике и собственному полевому опыту, всё могло происходить с точностью наоборот. Как ни странно, древние сибиряки избегали зимовать в дальних тёплых участках пещер (Кыркылинская, Малояломанская, Тохзасский грот), в которых при любой зимней стуже температура не опускается ниже нулевого уровня.

Фаунистические материалы некоторых палеолитических памятников (Лиственка, Караульный Бык на Среднем Енисее) указывают, что обитатели стоянок осенью покидали их. Свидетельство тому метаподии донских зайцев с плотно приросшими дистальными эпифизами, то есть от взрослых зверьков (в общей сложности 661 образец). Остатков молодых (осенних) животных не отмечено. Что заставляло людей покидать эти стойбища в осеннее время, пока трудно конкретно объяснить. Возможно, причиной тому был целенаправленный уход в сторону более благоприятного места для зимования, для заготовки мяса (вяление) и своевременного оптового сбора сухостоя, валёжника и общего обустройства стационарного лагеря в подготовке его к суровому зимнему периоду (Оводов, Мартынович, 2011).

Смертность людей в палеолите по представлениям палеоантропологов была высокой. Что делали с телом умершего? Зимой захоронить его в грунте невозможно; видимо, оставляли неподалеку от стойбища, где его могли «утилизировать» пещерные гиены и волки. Летом, если труп закапывали не глубоко, он мог становиться добычей тех же хищников плюс медведей. Таким образом, исчезали реальные картины захоронений. Вместе с тем численность человеческих популяций на Алтае в палеолитическую эпоху была заметно высокой. Свидетельством тому результаты многолетних исследований археологов новосибирского Института археологии и этнографии алтайских пещер и стоянок открытого типа. Естественно, что люди и гиены враждебно контактировали между собой хотя бы в силу одинакового видового набора охотничьей добычи.

Особое внимание в плане отсутствия палеолитических погребений в Сибири хочется привлечь к проблеме «пещерная гиена и человек» (Оводов, 1997). Пятнистые гиены по данным Альфреда Брэма (1893), касающихся Африки, часто нападали на детей, или спящих взрослых. Такое же со стороны пещерных гиен могло происходить в плейстоцене в Южной Сибири. Численность гиен на Алтае была довольно значительной. Только в одной Разбойничьей пещере по моим подсчётам (нижний коренной зуб с одной стороны) составила минимум 137 особей гиен. Находки остатков пещерных гиен в Западной Европе были менее многочисленны. По данным Г.Ф.Барышникова и Н.К.Верещагина (1996), если в подсчет принять во внимание только первый нижний коренной зуб (разделения на правую и левую нижнечелюстную кость не приведены), то получается, что по 12 пещерным памятникам выявлено 135 этих зубов. То есть минимум 66 гиен на 12 карстовых полостей. Не это ли есть одна из причин сохранности палеолитических погребений в Европе? Другими причинами возможно служили, в отличие от Европы, суровый климат и долгая зима в Сибири, а также особый менталитет местных обитателей.

Список литературы:

Барышников Г.Ф., Верещагин Н.К. Краткий обзор четвертичных гиен (семейство Hyaenidae) России и сопредельных территорий // Четвертичные и современные млекопитающие Евразии. Труды Зоологического института РАН, том 270. С-Пб. Гл. редактор О.А. Скарлато. 1996. – С. 7-65.

Брэм А.Э. Жизнь животных. Том II. Млекопитающие. С-Петербург. Редактор К.К. Сентъ-Илер. 1893. 730 с.

Васильев С.К. Новые данные по остаткам мегафауны из Чагырской пещеры (Северо-Западный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Том XIX. Новосибирск. Изд-во ИАЭТ СО РАН. Отв. редакторы А.П. Деревянко и В.И.Молодин. 2013. С. 20-26.

Герасимов М.М. Восстановление лица по черепу. Изд-во АН СССР. М. Отв. редакторы А. Я. Брюсов и Я. Я. Рогинский. 1955. 585 с.

Грязнов М.П. Остатки человека из культурного слоя Афонтовой Горы // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Изд. АН СССР. Ленинград. Редактор В.А.Обручев. 1932. Вып. 1. – С. 137-144.

Константинов А.В. Древние жилища Забайкалья. Новосибирск. Наука. Отв. редактор М.В.Константинов. 2001. 223 с.

Монгайт А.Л. Археология Западной Европы. Каменный век. М. Наука. 1973. – 355 с.

Медникова М.Б. Посткраниальная морфология и таксономия представителей рода Homo из пещеры Окладникова на Алтае. Новосибирск. Изд-во ИАЭТ СО РАН. 2011. Отв. редактор А.П.Деревянко. 127 с.

Оводов Н.Д. Пещерная гиена и палеолитический человек // Эволюция жизни на Земле. Материалы 1-го Международного симпозиума 24-28 ноября 1997 года. Томск. Издательство научно-технической литературы. 1997. Отв. редактор В.М.Подобина – С. 125-126.

Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Пещеры, древний человек и животные // Современные проблемы археологии России. Том I. Новосибирск. Изд. ИАЭТ СО РАН. Отв. редакторы А.П. Деревянко и В.И.Молодин. 2006. – С. 218-220.

Шпакова Е.Г., Деревянко А.П. Интерпретация одонтологических особенностей плейстоценовых находок *(остатков людей, – Н.Ов.)* из пещер Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. Вып. 1. Изд. ИАЭТ СО РАН. Гл. редактор А.П. Деревянко. Новосибирск. 2000 – С. 125-138.

NikolaiD. Ovodov, SusanJ.Crockford, YaroslavV. Kuzmin, ThomasF.G. Higham, GregoryW.L. Hodgins, Johannesvander-Plicht. A 33,000-Year-Old Incipient Dog from the Altai Mountains of Siberia: Evidence of the Earliest Domestication Disrupted by the Last Glacial Maximum // PLoS ONE, July 2011, Volume 6, Issue 7, e22821. P. 1-7.

Christy G.Turner II**,** Nikolai D. Ovodov, Olga V. Pavlova. Animal Teeth and Human Tools. A Taphonomic Odyssey in Ice Age Siberia. Kembridge University Press.2013. 490 p.

МАЛАКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ГОРНОВО (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

Е.М. Осипова, Г.А. Данукалова

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия, myrte@mail.ru, danukalova@ufaras.ru

MALACOLOGICAL INVESTIGATIONS OF THE PALEOLITHIC SITE GORNOVO (SOUTHERN FORE-URALS)

E.M. Osipova, G.A. DanukalovaInstitute of Geology USC RAS, Ufa, Russia

Группа разрезов ГорновоI, II, III расположена на I надпойменной террасе левого берега р. Белой у д. Горново (Уфимский район, РБ) (54°53′53" с.ш., 55°52′46" в.д.). Высота бровки террасы ГорновоI – 109,4 м над уровнем моря, мощность отложений до 15,4 м; ГорновоII – 95,5 м, мощность отложений до 11 м; ГорновоIII – 93,4 м, мощность отложений до 7 м.

Разрез изучалина протяжении многих лет, в период с 1959 по 2004 гг. многие исследователи, среди которых были А.П. Шокуров, О.Н. Бадер, В.Л. Яхимович, Т.И. Щербакова, Г.А. Данукалова, А.Г. Яковлев и Е.М. Осипова (Хабибулина, 1986; Плейстоцен Предуралья, 1987; Данукалова и др., 2001;Danukalovaetal., 2002). Наряду с фаунистическими находками (кости и зубыкрупных и мелких животных, раковины моллюсков, растительные остатки, насекомые) были найдены орудия палеолитического возраста.

Были получены радиоуглеродные даты: ГорновоII, слой 2 – 21280±550 (ЛЕ-145), 22660±125 (БашГИ-35), 28800±124 (БашГИ-36), 29700±1250 (Н 1856/1287), 26950±560 (ЛУ-3711), 26990±150 (ЛУ-3712) и слой 3 – ≥33670 (ЛУ-3712).

Раковины моллюсков были собраны и изучены из отложений среднего и верхнего неоплейстоцена.

Отложения бельского горизонта (разрез ГорновоII, слой 6; ГорновоIII, слой 4) характеризуется отложениямисеровато-синих глин с косослоистыми тонкозернистыми песками серого цвета, содержащими галечки и раковинный детрит, мощностью до 4,95 м. Найденные раковины моллюсков принадлежат 13 видам, из 11 родов. Всего определено 95 раковин моллюсков: *Succinellaoblonga* (Drap.) (12), *Valloniacostata* (Müll.) (2), *V. tenuilabris* (Al. Br.) (5), *Pupillamuscorum* (L.) (1), *Lymnaeapalustris* (Müll.)(3), *Anisusspirorbis* (L.) (8),*Planorbisplanorbis* (L.) (4), *Gyrauluslaevis* (Alder) (9), *Valvatapulchella* (Müll.) (4), *Viviparus* sp.(9), *Sphaeriumrivicola* Lam.(16), *S. corneum* L. (1),*Pisidiumamnicum* (Müll.) (11), *P. supinum* A. Schm. (9).

Табулдинский горизонт представлен в разрезах ГорновоI (слой 7) и ГорновоII (слой 2-3),он сложенсуглинком синевато-серого цвета, тонкослоистым, алевритистым, илистым и озерным, темно синевато-серым, неравномерно окрашенным, местами темно-серый или коричневатый, глиной темно-серой, болотной, с остатками растений, общей мощностью до 2,65 м. Раковины моллюсков принадлежат 20 видам из 16 родов. Всего определено 2675 раковин моллюсков: *Succinellaoblonga* Drap. (300), *Oxylomaelegans* (Risso) (340), *Valloniacostata* (Müll.) (100), *V.tenuilabris* (Al. Br.) (194), *Pupillamuscorum* (L.) (200), *Discusruderatus* (Fer.) (1), *Pseudotrichiarubiginosa* (A. Schm.) (28),*Lymnaeapalustris* (Müll.) (210), *Anisusspirorbis* (L.) (401), *Planorbisplanorbis* (L.) (16), *Gyrauluslaevis* (Alder) (850), *Bathyomphaluscontortus* (L.) (4), *Valvataantiqua* (Sow.) (1), *Bithynia*sp. (1), operculum *Bithynia*cf, *troschelii* (Paasch) (10), *Sphaeriumrivicola* Lam. (1), *Pisidiumamnicum* (Müll.) (3).

Кудашевский горизонт (разрез ГорновоI, слой 2, 5, 6; ГорновоII, слой 1) представлен отложениями суглинка буровато-коричневого цвета, плотный, с линзами галечника и песка, с прослойками синевато-серой глины, мощностью до 15 м, в которых найдены раковины моллюсков, принадлежащие 5 видам из 5 родов. Всего определена 141 раковина моллюсков: *Succinellaoblonga*(Drap.)(100), *Valloniacostata* (Müll.) (31), *Pupillamuscorum* (L.) (7), *Pseudotrichiarubiginosa* (A. Schm.) (3), *Anisusspirorbis* (L.) (1),*Clessiniolajulaevi*G.Ppv. (13), *Dreissenapolymorpha* (Pall.) (23).

Наземные моллюски представлены видами *Succinellaoblonga* (Drap.), *Oxylomaelegans* (Risso), *Valloniacostata* (Müll.), *V. tenuilabris* (Al. Br.), *Pupillamuscorum* (L.), *Discusruderatus* (Fer.), *Pseudotrichiarubiginosa* (A. Schm.) типичными обитателями увлажненных биотопов, моллюски жили непосредственно около воды или в густой растительности.

Пресноводные моллюски *Lymnaeapalustris* (Müll.), *Anisusspirorbis* (L.), *Planorbisplanorbis* (L.), *Gyrauluslaevis* (Alder), *Bathyomphaluscontortus* (L.), *Valvatapulchella* (Müll.), *V. antiqua* (Sow.), *Bithynia*sp., *Viviparus*sp., *Sphaeriumrivicola* Lam., *S. corneum*L., *Pisidiumamnicum* (Müll.), *P. Supinum* A. Schm., предпочитали обитать в застойных или слаботекучих водоемах.

Виды *Pyrgulatrivialis*Log. Et Star., 1968 и *Dreissenapolymorpha* (Pall.) являются переотложенными из более древних отложений акчагыльского возраста.

Повышенное количество экземпляров наземных и пресноводных моллюсков в табулдинском горизонте, указывает на теплый, влажный климат того времени.

Похожий малакокомплекс с большимсодержанием раковин *Succinellaoblonga*, *Pupillamuscorum* и *Valloniatenuilabris* был определен в палеолитическом местонахождении Большой Нарын (Забайкалье) изотложений каргинской почвы с радиоуглеродной датой27,880±160 BP (Satoetal., 2014).

Список литературы:

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Котов В.Г. Палеолитическое местонахождение Горнова: проблемы возраста // Проблемы первобытной культуры. Уфа: Гилем, 2001. С. 187-189.

Плейстоцен Предуралья / Яхимович В.А., Немкова В.К., Сиднев А.В. и др. М.: Наука, 1987. – С.30-50.

Danukalova, G., Yakovlev, A., Puchkov, V. etal. Excursion Guide of the INQUA SEQS – 2002 Conference, 30 June e 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS – 2002 Conference "The Upper Pliocene – Pleistocene of the Southern Ural Region and its Significance for Correlation of Eastern and Western Parts of Europe"). Ufa: Dauria Publishers, 2002. – P. 27-49.

Sato T., Khenzykhenova F., Simakova A., et al. Paleoenvironment of the Fore-Baikal region in the Karginianinterstadial: Results of the interdisciplinary studies of the Bol'shojNaryn site // Quaternary International. – 2014. – 333. – P. 146-155.

Хабибуллина (Данукалова) Г.А. Плейстоценовые моллюски разреза Горново (Башкирское Предуралье) // История древних озер. Тез. Докл. На VII симпозиуме по истории озер. Л.: изд-во Геогр. Об-ва СССР, 1986. С. 146-147. (см. в шкафу в к.23 или у нас).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ИСКОПАЕМЫХ ЛЬДОВ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА СЕВЕРЕ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ И ЗАПАДЕ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Е.Ю. Павлова[1], В.В. Иванова[2], Х. Мейер[3], В.В. Питулько[4]

[1] Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия, pavloval@rambler.ru

[2] Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия, v_ivanova@rambler.ru

[3] Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия, Hanno.Meyer@awi.de

[4] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия pitulkov@rambler.ru

GROUND ICE STABLE ISOTOPE COMPOSITIONS AS AN INDICATOR FOR PALAEOCLIMATE CHANGES IN THE NORTHERN NEW SIBERIAN ISLANDS AND IN THE WEST OF YANA-INDIGHIRKA LOWLAND

E.Yu. Pavlova, Arctic & Antarctic Research Institute, St Petersburg, Russia;
H. Meyer Alfred Wegener Institute of Polar and Marine Research, Potsdam, Germany;
V.V. Ivanova, Gramberg All-Russian Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean, St. Petersburg, Russia; V.V. Pitulko, Institute for the History of Material Culture, Russian Academy of Sciences, St Petersburg, Russia

В ходе проведения экспедиции «Высокоширотная Арктика: природа и человек» на двух ключевых участках: в западной части Яно-Индигирской низменности, в нижнем течении р. Яна (раскоп Северный Янской палеолитической стоянки) и на о-ве Жохова, Новосибирские острова (раскоп Жоховской мезолитической стоянки) получены данные о криогенном строении и изотопном составе ископаемых льдов различного генезиса.

В нижнем течении р. Яна изучены полигональные повторно-жильные льды (ПЖЛ) второй н/п террасы (отн. высота 16–18 м.н.у.р.), к отложениям которой приурочен культурный слой (КС) Янской стоянки, залегающий на отн.высоте 7,5–8 м н.у.р. Его возраст оценивается 28,5–27,0 т.л.н. Здесь и далее возраст приводится в радиоуглеродных некалиброванных годах. Разрез второй н/п террасы сложен отложениями ледового комплекса (ЛК) мощностью 14–16 м. Они представлены синкриогенными осадками прирусловой и пойменной фаций аллювия с развитой сетью ПЖЛ двух генераций. В верхней части ЛК перекрыт покровным слоем или локально развитыми торфяно-болотными отложениями мощностью 0,6–2,5 м с сетью голоценовых ПЖЛ. Начало формирования отложений ЛК второй н/п террасы относится приблизительно к 40 тыс. л. н. (Питулько, Павлова, 2010).

В центральной части раскопа Северный на уровне КС был опробован ПЖЛ сингенетической жилы первой генерации, пробивающей отложения второй н/п террасы на всю мощность и уходящей ниже уреза реки. В нижней части ширина жилы 1,5 м, на уровне КС – около 3 м. Возраст жилы оценивается как каргинский, соответствующий морской изотопной стадии 3 (MIS3). Опробование проводилось по горизонтальному поперечному профилю с шагом отбора образцов 10–20 см. Изотопно-кислородный состав ($\delta^{18}O$) образцов варьирует от –32,7‰ (относительно стандарта SMOW) до –29,4‰ при среднем значении $\delta^{18}O$ –31,4‰ (табл.). Концентрация дейтерия (δD) колеблется от –260,8 до –230,6‰ при среднем –250,9 ‰. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) изменяется от –7,6 до 5,3‰ .

Исследование соотношения $\delta^{18}O$ и δD показало, что образцы льда аппроксимируются прямой линией согласно уравнению $\delta D = -20+7{,}3*\delta^{18}O$. Все точки легли ниже линии SMOW, что указывает на сравнительно медленное промерзание жилы. Содержание $\delta^{18}O$ и δD связано коэффициентом 7,3, что соответствует наклону линии, описывающей процессы таяния–замерзания с незначительным изотопным фракционированием.

Изотопный состав льдов различного происхождения

Тип льда	Число образцов	Абс. высота н.у.м. (м)	$\delta^{18}O$ ср. (‰)	$\delta^{18}O$ (‰) стд.откл.	δD ср. (‰)	δD (‰) стд.откл.	d_{exc} ср. (‰)	d_{exc} (‰) стд.откл.	$T_{янв}$ºС ср.
Западная часть Яно-Индигирской низменности, нижнее течение р. Яна									
ПЖЛ, 1-я генерация, MIS3 (28-27,5 ^{14}C тыс.л.н)	28	13,9	-31,4	1,0	-250,9	7,7	0,5	2,9	-47,8
Новосибирские острова, о. Жохова									
ПЖЛ, 1-я генерация, MIS3-MIS2 (~22 ^{14}C тыс.л.н)	4	17,0-18,8	-28,5	0,5	-222,2	4,2	5,7	1,7	-42,7
ПЖЛ, 2-я генерация, MIS1	6	16,9-17,6	-21,2	0,9	-163,4	7,4	5,9	1,9	-31,8
термокарстово-пещерный лед, MIS1	3	17,1-18,8	-17,6	1,1	-131,8	11,4	9,4	3,4	-26,5
озерный лед, MIS1	1	18,6-18,7	-15,6		-121,7		3,45		-23,5
фирн, современный	3	11,6-12,4-	-19,4	1,2	-147,2	8,0	8,3	1,8	-29,2

Значения d_{exc} практически во всех образцах низкие (менее 10‰), что характерно для вод, подвергавшихся испарительному фракционированию. Аномально низкие значения d_{exc} могут быть связаны с инфильтрацией талых вод, другой причиной дефицита дейтерия может быть малая влажность облаков, влага в которых истощилась за счет более активной конденсации дейтерия (Васильчук и др., 2005).

Изучение графиков изменения δD и $\delta^{18}O$ по горизонтальному профилю ПЖЛ показывает, что изотопная кривая изменения δD симбатна кривой $\delta^{18}O$. График распределения d_{exc} выявил практически везде обратную

зависимость: уменьшению значений $\delta^{18}O$ и δD соответствует увеличение дейтериевого эксцесса, и наоборот, что указывает на атмосферное происхождение воды, питающей жилу.

На севере Новосибирских островов (о.Жохова) опробование льдов проведено, в основном, в пределах раскопа Жоховской стоянки, расположенной на одном из останцов аккумулятивно-денудационной едомной полого-волнистой равнины, сформированной на отложениях ЛК присклонового типа с развитой сетью сингенетичных полигональных ПЖЛ. Формирование отложений ЛК происходило в конце позднего неоплейстоцена (Питулько и др., 2012). Поверхность едомной равнины по крайней мере дважды подверглась воздействию термокарстовых процессов, вызванных потеплениями в начале голоцена (около 9000 л.н.) и в его середине, в интервале 7300-6500 л.н. Эпизод присутствия человека на о. Жохова датирован около 7900-7800 л.н. (Питулько, 1998). Отложения, вмещающие культурные остатки стоянки, отличаются сложным криолитологическим строением, разнообразным составом осадков и генетически разнородными подземными льдами.

Точечное опробование льдов различного типа в пределах Жоховской стоянки проводилось из 1) древних ПЖЛ, образование которых происходило в течение MIS3-MIS2, 2) голоценовых ПЖЛ, 3) голоценовых льдов, заполняющих термоэрозионные каналы, 4) погребенных голоценовых озерных льдов. В качестве сравнительного материала изучены образцы фирна из двух снежников в 2–2,5 км к ЮЗ от стоянки на берегу моря.

Изотопно-кислородный состав ($\delta^{18}O$) образцов, отобранных на о. Жохова из ПЖЛ каргинско-сартанского возраста, варьирует от –28,65‰ (относительно стандарта SMOW) до –27,85‰ со средним значением –28,5‰ (табл.1). Концентрация дейтерия (δD) колеблется от –224,3 до –217,9‰ при среднем значении –222,2‰. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) изменяется от 4,84 до 8,22‰ . Льды однородны по изотопному составу, их формирование происходило в одинаковых условиях. Голоценовые ПЖЛ изотопически более тяжелые (табл.1), что отражает изменение климатических условий (потепление) на рубеже плейстоцен-голоцен. Вариации изотопного состава для голоценовых-современных ПЖЛ: $\delta^{18}O$ = –22,02‰ – –19,97‰; δD = –171,8‰ – –153,7‰; d_{exc} = 4,29 – 9,36‰.

Анализ соотношения $\delta^{18}O$ и δD показал, что образцы льда каргинско-сартанских и голоценовых ПЖЛ аппроксимируются прямой линией согласно уравнению $\delta D = 10{,}4+8.2*\delta^{18}O$, что совпадает с глобальной линией метеорных вод и указывает на атмосферное происхождение воды, питающей жилы. Вариации значений d_{exc} позволяют предположить значимую роль талой снеговой воды в их формировании, однако низкие значения его для голоценовых жил указывают на участие дождевых вод.

Наиболее тяжелые по изотопному составу разновидности льдов, изученных на о.Жохова (табл.1), – лед, заполняющий термоэрозионные каналы (термокарстово-пещерный лед), характеризующийся $\delta\,^{18}O_{ср}$= –17,6‰ и $\delta D_{ср}$= –131,8 ‰, и позднеголоценовый погребенный озерный лед, где $\delta\,^{18}O$= –15,6‰ и δD= –121‰. Такой изотопный состав льдов обусловлен не только палеоклиматическими условиями, но и различными источниками воды, питающей льды (талая снеговая, дождевая вода, грунтовые воды). Образцы современного снега с о. Жохова представляют собой две разновидности: зимний снег (более изотопически легкий) и весенний (более тяжелый). Изменение величины d_{exc} (от 7 до 10,3‰) объясняется фильтрацией дождевой или талой воды через снежный покров в весеннее время.

Палеотемпературная интерпретация данных изотопного анализа ПЖЛ основана на связи содержания в них ^{18}O с зимними температурами воздуха (Васильчук, 1992): для средней температуры января $t_{янв}= 1{,}5\delta^{18}O$ (±3 °С). Для большей части Сибирской криолитозоны на протяжении 40-10 тыс.л.н. средние $t_{янв}$ были ниже голоценовых и современных на 10-12º С (Васильчук, 2012).

По нашим данным средняя $t_{янв}$ на западе Яно-Индигирской низменности на время формирования ПЖЛ первой генерации, возраст которой оценивается 28–27,5 т.л.н., составляет –47,8±3º С (табл.1), что ниже современной на 10º С. (Современная средняя $t_{янв}$ = –37,4°С по данным метеостанции Казачье (Справочник …, 1966)). Для условий формирования ПЖЛ каргинско-сартанского возраста на о. Жохова реконструирована средняя $t_{янв}$ = –42,7±3ºС, формирование голоценовых ПЖЛ происходило при средней $t_{янв}$ = –31,8±3ºС, что ниже современных на 15°С и 4°С соответственно. (Современная средняя $t_{янв}$ = –27,8°С по данным метеостанции о.Жохова (Справочник …, 1966)).

Переход от позднего плейстоцена к голоцену отражается в изотопном составе ледяных жил на о.Жохова: значения $\delta\,^{18}O$ выше в голоценовых жилах, чем в жилах каргинско-сартанского возраста на 6-8‰; наблюдается континентальный изотопный эффект для одновозрастных ПЖЛ Янской стоянки и о.Жохова.

Список литературы

Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). – М.: Изд.МГУ, ПНИИИС, 1992. – Т. 1. – 420 с.

Васильчук Ю.К. Рубеж плейстоцена-голоцена – около 10 тысяч лет назад – время коренной смены типичных геокриологических образований // Криосфера Земли. –2012. –Т. 16. – №3. –С. 29–38.

Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А. Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаши в Приэльбрусье // Криосфера Земли. – 2005.-Том 9. -№ 4. -С.72- 81.

Питулько В.В. Жоховская стоянка. СПб: «Дмитрий Буланин», 1998. – 189 с.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. – СПб: Наука, 2010. – 264 с.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Иванова В.В., Гиря Е.Ю. Жоховская стоянка: геология и каменная индустрия (предварительный обзор работ 2000-2005гг.) //Strat. Pls. –2012. –№1. –С.211–256.

Справочник по климату СССР. Вып.24. Якутская АССР. Часть II. Температура воздуха и почвы / Отв. ред. Изюменко С.А. – Л: Гидрометеоиздат, 1966. – 400 с.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАССИВА РАЗВЕВАЕМЫХ ПЕСКОВ – ТУКУЛАН КЫЗЫЛ-СЫРСКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

М.Р. Павлова[1], А.А. Галанин[2], Н.А. Рудая[3,4,5]

[1] *Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,* Nigaer@yandex.ru

[2] *Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,* agalanin@gmail.com

[3] *Институт Археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия*

[4] *Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

[5] *Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия,* nrudaya@gmail.com

PALYNOLOGYCAL CHARACTERISTIC OF QUATERNARY SEDIMENTS OF THE BLOWN SAND MASSIF – TUKULAN KYZYL-SYRSKIY (CENTRAL YAKUTIA)

M.R. Pavlova National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia;

A.A. Galanin P. I. Melnikov Institute of permafrostology of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Yakutsk, Russia;

N.A. Rudaya Institute of Archaeology and Ethnography, Academy of Science, Novosibirsk, Russia, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia, Altai State University, Barnaul, Russia

Об уникальном природном феномене Центральной Якутии – тукуланы, представляющие собой массивы развеваемых песков, было известно исследователям уже в XIX в. Первые сведения о них приводятся в работе Р. К. Маака (1886). В последующем они изучались рядом ученых: А.А. Григорьевым (1932), Т.А. Работновым (1935), Е.Г. Катасоновой (1963), С. З. Скрябиным (1971), П.Д. Павловым, Э.П. Мальцевым (1977), В.В. Шепелевым (1981), В.В. Лукиным (2006) и др.

К настоящему времени существует несколько теорий происхождения тукуланов (аллювиальная, эоловая, ледниково-эоловая и криоаридная) (Григорьев, Павлов, 1963), но до сих пор нет однозначного мнения об их образовании из-за недостатка информации о строении и возрасте, мало геоморфологических, палинологических, геохимических данных и т.д.

Данная работа является начальным этапом в цикле палеогеографических исследований условий и закономерностей формирования тукуланов в составе единой криогенно-эоловой формации континентальной криолитозоны Якутии. В ней представлены первые результаты спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов, на основе изучения четвертичных отложений массива развеваемых песков – Кысыл-Сырский.

Кысыл-Сырский дюнный комплекс моделирует поверхность первой надпойменной террасы правобережья р. Вилюй в 30 км ниже пос. Кысыл-Сыр. Климат района резко континентальный, годовое количество осадков составляет 250–300 мм. Район расположен в пределах многолетней мерзлоты сплошного типа мощностью до 300–400 м (Катасонова, Толстов, 1963; Павлов, 1981).

Естественное обнажение представляет собой речной обрыв протяженностью около 3 км. На данном расстоянии видимая мощность отложений постепенно увеличивается от 10–12 м до 35 м над урезом Вилюя. Нижняя его часть обнажения образована переслаиванием руслового и пойменного аллювия – косослоистые пески, супеси с прослоями гравия, горизонтально слоистые обогащенные растительным детритом суглинки. На аллювиальной пачке залегают перекрестно-слоистые эоловые пески и супеси, мощность которых достигает 15–20 м. Кровля эоловых отложений маркируется развитой катеной палеопочв с растительными остатками, которая полого понижается вверх по течению, образуя в западной части разреза палеокотловину, перекрытую комплексом позднеголоценновых дюнных песков. Мощность маркирующего горизонта погребенной палеопочвы увеличивается к центру депрессии, где органический слой представлен торфяником мощностью до 2 м. Венчает разрез горизонт современных незакрепленных перекрестно-слоистых песков и супесей переменной мощностью, варьирующейся от 0 (в пределах котловин выдувания) до 15 м (на гребнях дюн).

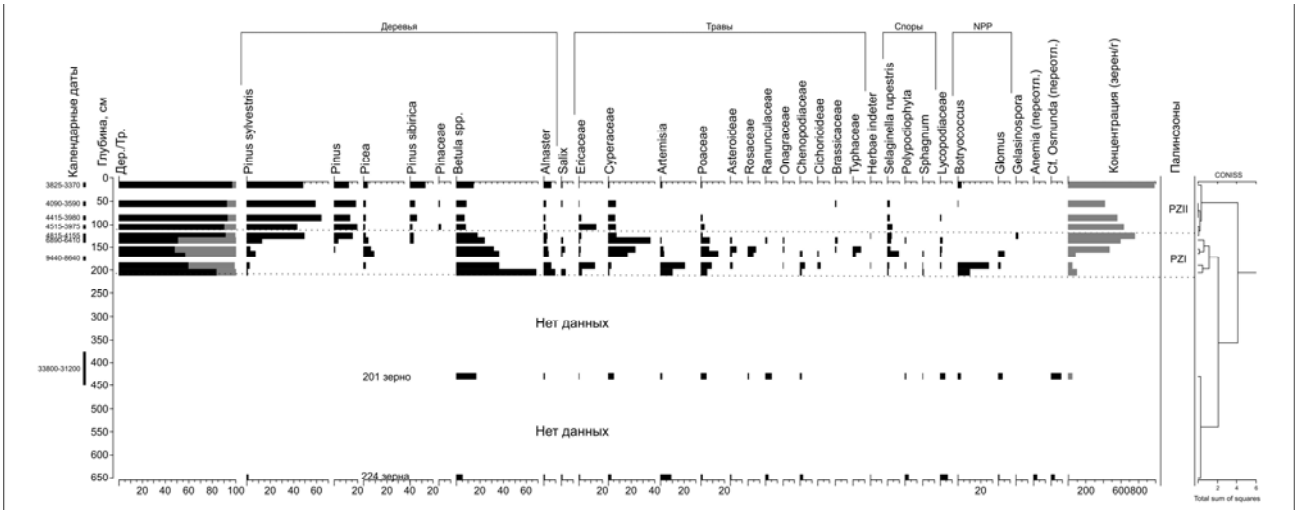
Исследуемый разрез, мощностью 9 м от уреза р. Вилюй, был зачищен и опробован в центральной части погребенной палеокотловины на участке наиболее развитого торфяника в июне 2014 г.

Радиоуглеродный анализ был выполнен методом жидкостной сцинтилляции на спектрометре-радиометре Quantulus 1220 в лаборатории региональной геокриологии и криолитологии института мерзлотоведения им. И.П. Мельникова СО РАН (г. Якутск).

Химическая подготовка проб для спорово-пыльцевого анализа была произведена в палинологической лаборатории института археологии и этнографии СО РАН (г. Новосибирск) с применением сепарационного метода Гричука (Пыльцевой…, 1959). Микроскопирование проводилось с использованием светового микроскопа проходящего света с увеличением 200–400 раз. По результатам исследования 12 образцов построена спорово-пыльцевая диаграмма, с помощью программного обеспечения TILIA_1.7.16 (рис.).

На основании полученных данных в верхней части разреза выделено две палинозоны, описание которых приведено ниже:

PZI (130–210 см). В целом доминируют древесные породы (до 83,9 %), среди которых преобладает *Betula spp.* (24,2–68,2 %). Пыльца трав составляет 16,1–48,7 %, с преобладанием *Cyperace*, *Poaceae* и *Artemisia*; споры – 0,9–10,6 %. Зона отнесена к атлантическому периоду, что подтверждается радиоуглеродными датировками: 5840 ± 100 (MPI-52), 8140 ± 135 (MPI-42) с глубин 130–140 и 170–180 см соответственно. Отложения представлены песком желтым с охристым оттенком среднезернистым с прослоями суглинков серых и детрита.



Палинологическая диаграмма разреза четвертичных отложений, тукулан Кызыл-Сырский (Центральная Якутия)

PZII (10–130 см) отличается резким увеличением пыльцы древесных пород (до 98%) с преобладанием хвойных: *Pinus sylvestris* (43,0–63,6 %), *Pinus sibirica* (2,0–13,0 %) и уменьшением пыльцы трав (2,3–9,2 %, с преобладанием *Cyperaceae* и *Poaceae*). Споры составляют 1,3–1,9 %. Зона отнесена к суббореальному периоду, что подтверждено радиоуглеродными датировками: 3320 ± 90 (MPI-43), 3540 ± 95 (MPI-49), 3800 ± 75 (MPI-51), 3830 ± 90 (MPI-53) с глубин 10–20, 50–60, 80–90 и 100–110 см соответственно. Отложения представлены торфом темно-коричневым, слаборазложенным, осоково-моховым.

Единичные пробы нижней части исследованного разреза характеризуют обедненный состав растительности сартанского криохрона, отсутствие практически в ней древесных, а также гидрофильных элементов. К этому интервалу относится наиболее мощная пачка эоловых песков.

Полученные данные указывают на существенную смену климатических условий и состава растительности исследуемого район на протяжении последних 30 тыс. лет.

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ № 12-05-98507.

Исследования Н. А. Рудой проводились за счет гранта Российского научного фонда «Мультидисциплинарные исследования в археологии и этнографии Северной и Центральной Азии» (проект № 14-50-00035)».

Список литературы:

Григорьев К. В., Павлов П. Д. О происхождении эоловых песков (тукуланов) Центральной Якутии // Природа и хозяйство Сибири. – Якутск: Географическое общество СССР, 1977. – С. 53–55.

Катасонова Е. Г., Толстов А. Н. Геокриологические особенности развеваемых песков (тукуланов) правобережья р. Вилюй // Многомерзлые горные породы различных районов СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 166–178.

Павлов П. Д. Географическое распространение эоловых песков в Центральной Якутии // Эоловые образования Центральной Якутии. – Якутск: изд-во института мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. – С. 18–30.

Пыльцевой анализ. – М.: Гос. изд-во геол. лит-ры, 1950. – 571 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ СВИНЦА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 7500 ЛЕТ В ЗОНЕ ЮЖНОЙ ТАЙГИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Т.В. Пампура[1], Е.Ю. Новенко[2, 3], Т.А. Владимирова[4], О.В. Зарубина[4], Н.В. Брянский[4], М. Мейли[5]

[1] *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия,* pampura@mail.ru,

[2] *Институт географии РАН, Москва,*

[3] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,* lenanov@mail.ru,

[4] *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН СО РАН, Иркутск, Россия,* vladimirova@igc.irk.ru, zarub@igc.irk.ru,

[5] *Стокгольмский университет, Швеция,* Markus.Meili@aces.su.se

RECONSTRUCTION OF LEAD ATMOSPHERIC DEPOSITION OVER 7500 YEARS IN THE SOUTHERN TAIGA ZONE OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA

T.V. Pampura, Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Pushchino, Russia;
E.Yu. Novenko, Institute of Geography, Moscow, Russia; M. V. Lomonosov Moscow State University, Russia;
T.A. Vladimirova, O.V. Zarubina, N.V. Bryanski, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry RAS, Irkutsk, Russia;
M. Meili, Stockholm University, Sweden

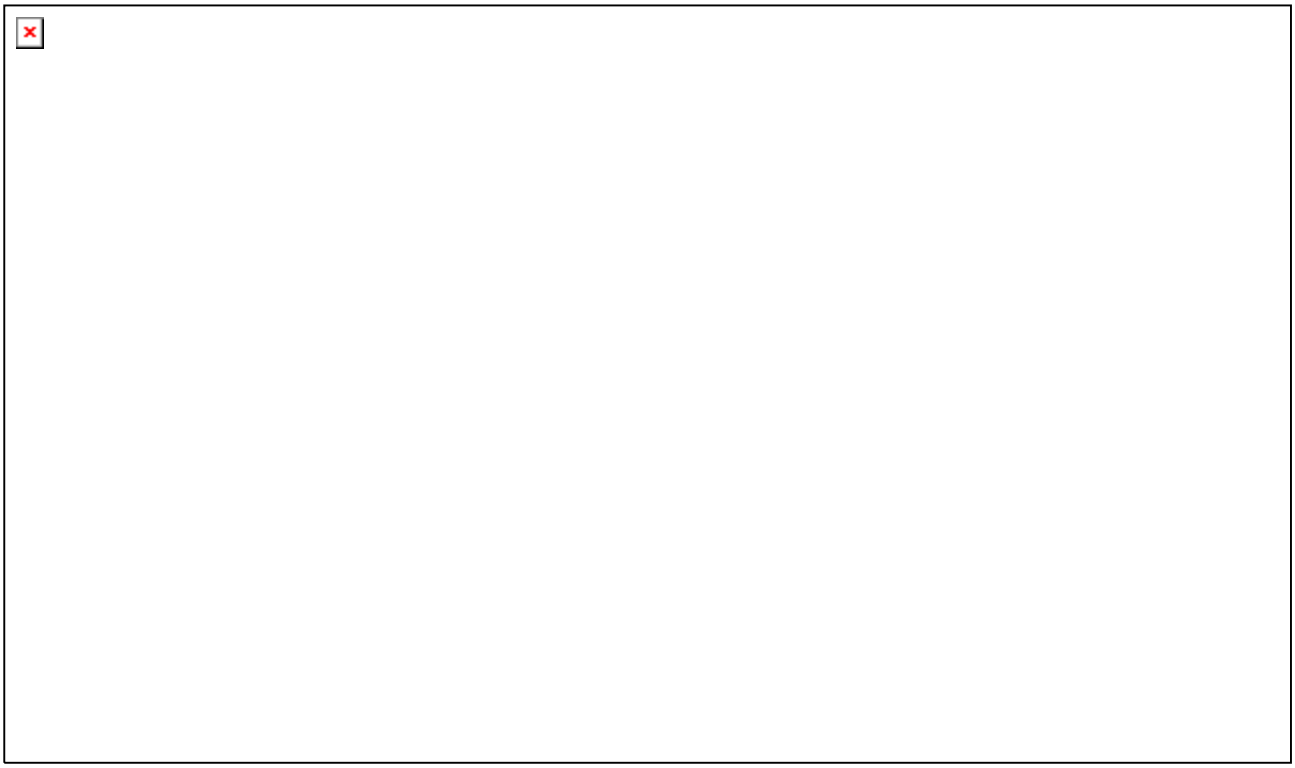
Верховые торфяники широко используются в мире для реконструкции истории атмосферных выпадений металлов. Особенный интерес вызывает свинец, что связано с высокой токсичностью металла, а также возмож-

ностью использовать изотопный состав свинца для определения его источников в атмосферных выпадениях. Однако на обширной территории России такие исследования не слишком многочисленны и ограничиваются в основном изучением изменения общего содержания металлов в профиле торфяников, датированных радиоуглеродным методом (Московченко, 2006; Veretennikova, 2015). Точность радиоуглеродного метода не позволяет датировать торф последних десятилетий, т.е сформировавшийся в период, наиболее важный для изучения динамики антропогенного воздействия. Целью нашего исследования было определение естественного фонового уровня атмосферных выпадений свинца и ряда других металлов в доантропогенный период, а также реконструкция истории выпадений свинца и попытка определения его источников в период интенсивного антропогенного воздействия.

В качестве архива атмосферных выпадений мы исследовали разрез торфа верхового болота Старосельский Мох (зона южной тайги, Центрально-Лесной государственный природный биосферный заповедник ЦЛГЗ, Нелидовский район, Тверская область, Россия). Площадь его составляет 617 га, максимальная мощность залежи – 5,5 м, что соответствует калиброванной дате 8700±180 лет назад (С-14). В центральной части болотного массива (56.47588°СШ, 33.04627°ВД) в августе 2013 г были пробурены 3 скважины глубиной 550 см и отобран монолит торфа (0-70 см). Мощность торфяной залежи, вскрытой скважинами, составляет 520 см. Ниже залегает слой гиттии. В строении торфяной залежи выделяются горизонты низинного (460-520 см), переходного (420-460 см) и верхового (0-420 см) торфа, что связано с изменением водно-минерального питания болота.

Для датирования торфа моложе 160 лет исследовали изменение по профилю активности радиоактивного неравновесного изотопа свинца $^{210}Pb_{ex}$ с периодом полураспада 20.3 г. Нижняя часть профиля датирована радиоуглеродным методом. Датировки верхней части (до 63 см) по $^{210}Pb_{ex}$ с использованием модели линейной регрессии (LRM) и модели постоянной скорости седиментации (CSR) (Appelby, 2008) дают очень близкие результаты, а также хорошо согласуются с положением пика чернобыльского Cs-137 (1986 г) на глубине 18.5 см.

Изотопный состав свинца, а также общее содержание свинца и других металлов определяли приборе ICPMS Agilent 7500 после полного разложения проб в смеси азотной кислоты и перекиси водорода в микроволновой печи. Изотопный состав свинца в атмосферных выпадениях определяется составом Pb из естественных (пыль за счет эрозии почв, вулканические выбросы, морские аэрозоли, пожары и т.п.) и из антропогенных источников. Основными источниками антропогенного свинца на изучаемой территории могли быть этилированный бензин (закон, запрещающий его производство был принят в России в 2003 г), а также сжигание и добыча бурого угля в Нелидовском районе Тверской области с 1948 по 1996 гг. Максимальное количество бурого угля было добыто в 1975 году (более 1 млн. т.), общая добыча за все годы – более 30 млн. т. Многочисленные терриконы являются источником угольной пыли и по сей день. Анализ образцов бурого угля с терриконов шахты № 3 (56.24788°СШ, 32.78986°ВД) показал, что коэффициенты концентрации ряда элементов (K_x) в угле по сравнению с «фоновыми» доиндустриальными (1900 лет ВР) концентрациями в торфе болота Старосельский Мох (в пересчете на сухое вещество) $K_x=C_x(уголь)/C_x(торф)$ составляют 72.29 (Be), 73.35 (Al), 29.12 (V), 10.14 (Cr), 11.03 (Mn), 29.06 (Fe), 47.11 (Co), 11.77 (Ni), 12.79 (Cu), 26.27 (Zn), 36.66 (As), 15.22 (Se), 23.30 (Sr), 53.90 (Mo), 29.64 (Ag), 9.00 (Cd), 12.62 (Sb), 4.28 (Ba), 31.25 (Tl), 13.37(Pb), 116.77 (Th), 154.69 (U). Изотопные отношения свинца бурого угля резко отличается от отношений свинца из другого антропогенного источника – российского этилированного бензина (Mukai et al., 2001) (рис. б, г). Изотопный состав свинца является более радиогенным в случае угля и менее радиогенным в случае бензина по сравнению с составом свинца «фоновых» доиндустриальных атмосферных выпадений. Следствием этого может быть нивелирование влияния антропогенной добавки на изотопный состав подвергшегося загрязнению торфа при поступлении свинца из обоих источников (рис. б, г). Более информативными являются данные об изменении во времени общего содержания свинца в торфе. Резкое увеличение концентраций Pb, а также Cu, Al, Cd, Zn и ряда других элементов отмечается в верхней части профиля по сравнению с глубинами ниже 2м, с максимумом содержаний в верхних 50 см. Рис. 1 показывает временную реконструкцию атмосферных выпадений Pb и Al за 7500 лет (а) и за последние 70 лет– время максимальной антропогенной нагрузки (в). В слоях торфа ~300-летнего возраста наблюдается значительное увеличение концентраций Pb и Al (дальний перенос металлов из центров развития металлургии и увеличения поступления пыли в результате уничтожения лесов и распашки территорий) по сравнению с 2000-летними и более древними торфами. Возрастает также отношение Pb/Al, показывающее увеличение доли рудного свинца, вовлекаемого в атмосферный перенос в результате антропогенной активности. Максимальные среднегодовые выпадения свинца наблюдались перед Великой Отечественной войной и, после спада, связанного с войной, в 70-80 годы прошлого века (рис. 1в). Максимальный уровень выпадений превышал доантропогенный (~4000 лет назад) в 270 раз. Послевоенное увеличение выпадений Pb и Al совпадает по времени с развитием угледобывающей промышленности в Нелидовском районе, с максимумом добычи угля в 1975 г. Этот период также характеризуются максимальным количеством автотранспорта, использующим этилированный бензин. Резкое уменьшение выпадений свинца отмечается после закрытия последней угольной шахты в Нелидово (1996 г) и запрещения использования этилированного бензина в России (2003 г). Несмотря на уменьшение современных выпадений свинца в 5 раз по сравнению с довоенным периодом и 70-ми годами двадцатого века, их уровень по-прежнему превышает естественный почти более чем в 50 раз (0.03 мг/м^2/год около 4000 лет назад и 1.57 мг/м^2/год в 2013 г). Наши результаты превышают в несколько раз выпадения свинца с 1990 по 2010 год, смоделированные для исследуемого района Метеорологическим синтезирующим центром «Восток» (Travnikov O. et al., 2012), однако временные тренды согласуются хорошо (рис 1в). Расхождения с модельными результатами могут быть связаны с общей недооценкой данных по выбросам, заложенных в модель, в частности ветрового подъема пыли с терриконов, а также усреднением выпадений по квадратам расчетной сетки 50х50 км.



Реконструкция атмосферных выпадений Al и Pb (а, в) и изменения изотопного состава Pb выпадений (б, г) на протяжении 7500 лет (а, б) и за последние 70 лет (в, г).

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, грант № 13-05-00958а.

Список литературы:

Московченко Д.В. Биогеохимические особенности верховых болот Западной Сибири // География и природные ресурсы. – 2006. – № 1. – С. 63-70.

Appelby P.G. Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review // Holocene. – 2008. – № 18. – P. 83-93.

Ilyin I., Rozovskaya O., Varygina M., Aas W., Uggerud H.T., Mareckova K., Wankmueller R. Long-term Changes of Heavy Metal Transboundary Pollution of the Environment (1990-2010) // EMEP Status Report 2/2012). – 2012. http://www.msceast.org/index.php/reports.

Mukai H., Machida T., Tanaka A., Yelpatievskiy P.V., Uematsu M. Lead isotope ratios in the urban air of eastern and central Russia // Atmospheric Environment. – 2001. -Vol. 35. – P. 2783-2793.

Veretennikova E.E. Lead in the natural peat cores of ridge-hollow complex in the taiga zone of West Siberia // Ecological Engineering. – 2015. http://dx.doi.org/10.1016/j.ecoleng.2015.02.001.

ХРОНОЛОГИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ РИТМОВ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ

А.В. Панин

Географический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия, a.v.panin@yandex.ru

INCISION/AGGRADATION RHYTHMS IN RIVERVALLEYS IN THE RUSSIAN PLAIN AND GEOMORPHIC CRITERIA FOR ALLUVAL STRATIGRAPHY

A.V. Panin, Geography Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscwo, Russia

Имеющиеся данные по строениюречных долин Русской равнины позволяют выделить следующие ритмы их углубления и выполнения в течение последних межледниково-ледниковых циклов.

1. Позднемосковско-ранневалдайскиймакроритм

Врезание в конце московской ледниковой эпохи, стабильное состояние в микулинскоемежледниковье, аккумуляция в ранневалдайскую холодную эпоху (МИС 5d – 4), продолжав-шуюся примерно до середины среднего валдая (МИС 3). Ранневалдайская аккумуляция, по-следние фазы корой приходятся уже на средний-валдай, создала наиболее высокую и хорошо выдержанную позднеплейстоценовую террасу – Т2.

2. Средневалдайско-голоценовыймакроритм, который подразделяется на два мезоритма:

2а. Средне – поздневалдайский эрозионно-аккумулятивный мезоритм

Врезание в конце МИС 3 (после 50 т.л.н., вероятно, в интервале 40-28 т.л.н.), стабильное состояние и/или аккумуляция в первой половине позднего валдая (МИС 2) до последнего лед-никового максимума (LGM) включительно. Аккумуляция времени LGM, образовала аккумуля-тивную "промежуточную" террасу (Т0), входящую в состав современного дна речных долин. Этот цикл установлен пока только в речных долинах

2б. Поздневалдайско-голоценовый эрозионно-аккумулятивный мезоритм

На время после LGM приходится углубление врезание рек, которое фиксируется по низкому положению дна палеорусел этого времени. На поздневалдайское время приходится эпоха формирования большихпалеорусел (Панин, Сидорчук, 2006). На рубеже позднеледниковья и голоцена происходит аккумуляция, и уже в раннем голоцене речные русла в большинстве находятся примерно на уровне современных русел. Голоцен – время динамическогоквазиравновесия в речных долинах, когда они развиваются по перстративному типу. Установленные события врезания и аккумуляции по амплитуде не превышают 2-3 м и не прослеживаются регионально, т.е. связаны, вероятно, с местными особенностями долин и речных бассейнов. Так, на Сейме между Курском и Курчатовым медленная аккумуляция и поднятие дна долины продолжались, возможно, вплоть до среднего голоцена. На Протве в период между 5-5,5 тыс.л.н. произошел местный эрозионно-аккумулятивный импульс, в результате которого образовалась полоса нынешней средней поймы. Около 800 л.н. произошло врезание на 2-3 м. Морфологические индикаторы этого врезания прослеживаются и ниже по течению Протвы, а также на отдельных участках р.Москвы, однако за пределами московского региона оно не установлено.

Внутри голоцена по морфологии речных четко устанавливаются два периода с разным русловым режимом:

- среднеголоценовый этап малых палеорусел, продолжавшийся от 8(7) до 2,5(2) тыс.л.н.; морфология русел свидетельствует, что в среднем водность рек в это времябыла пониженной;
- позднеголоценовый этап с русловым режимом, в среднем близким к современному, но с контрастными изменениями стока и паводковой активности от интервалов снижения к среднеголоценовым величинам (особенно в эпоху СКО 1200 – 800 л.н.) до значительного роста (в разные фазы МЛП, 800-150 л.н.).

При картирования четвертичных отложений широко применяется геоморфологический метод. В речных долинах инструментом для определения возраста аллювия и корреляции аллювиальных толщ традиционно служит выделение речных террас. С учетом установленных закономерностей развития речных долин и большого массива новых датировок аллювия представляется возможным уточнить принципы выделения террас и возраст слагающих их толщ.

В речных долинах севера ВЕР отсутствуют предголоценовыепереуглубления. Ранне- и средневалдайский аллювий слагает 12-15-м террасу. Наиболее широко, помимо поймы, в речных долинах развита промежуточная терраса Т0 высотой 8-10 м (в бассейне Печоры до 12 м), по которой имеются многочисленные 14С датировки времени позднеледниковья (Лавров, Потапенко, 2005; Lysåetal., 2011, 2014; Зарецкая и др., 2014). Кроме того, по этой террасе имеются также неопубликованные датировки древнее LGM (Н.Е.Зарецкая, устное сообщение), что позволяет относить начало ее образования к началу позднего или даже концу среднего валдая. В некоторых речных долинах к этой террасе относятся и раннеголоценовые поверхности (Ижма и, возможно, другие долины бассейна Печоры:Волокитин и др., 2014). Большая часть террасы заболочена, и верхние 2-3 м отложений террасы часто представлены торфом (начало накопления – ранний голоцен), подстилаемым маломощными озерными (пойменными?) суглинками. Последнее значительное врезание на реках севера и северо-запада ВЕР произошло на рубеже позднего плейстоцена – голоцена (верхний Днепр, Вычегда) и могло продолжаться еще в раннем голоцене (Ижма). Поэтому формирование пойменной террасы целиком относится к голоцену. Раннеголоценовые аллювиальные поверхности могут уже выйти из-под уровня затопления.

В речных долинах центра и юга ВЕР в послемосковское время образовались три цикло-вых террасы. При этом основным отличием долин в южной части зоны московского оледенения (бассейн средней Оки) и долин древне- и внеледниковой зоны (бассейны Дона, среднего Днепра) была величина углубления долин в фазы врезания. В древнеледниковой зоне в послемосковское время реки трижды углублялись ниже их современного положения: в позднемосковское время (т.н. "микулинские врезы" – переуглубления под "вторыми" террасами, заполненные в основании микулинским аллювием), в конце среднего валдая и в позднелед-никовье. В зоне московского оледенения такое переуглубление происходило лишь в позднеледниковье. Переходное строение имеет долина средней Протвы, которая располагается в краевой зоне московского оледенения, но испытала врезание перед LGM до уровня или даже ниже современного уреза воды. В долине Протвы есть и т.н. "микулинский врез", но он имеет, скорее всего, гляциоизостатическую природу (Антонов, Полосухина, 1992; Антонов, Рычагов, 1993).

Т2 – "вторая надпойменная" терраса, имеющая обычно высоту 10-15 м. Это комплекс аккумулятивных террас с аллювием микулинского возраста в основании разреза (обычно в районе уреза воды современных рек, но бывают и переуглубления) и ранне-средневалдайским (МИС 5d – первая половина МИС 3) возрастом аллювия в верхней, надурезовой части разреза.

Следующий по высоте комплекс террас Т1 не является цикловым, хотя именно его представители обычно выделяются как "первая надпойменная" терраса. В практике картирования она сопоставляется с поздневалдайской эпохой. Датировки и изучение разрезов показывает, что это разновысотные фрагменты террас, образованные в средневалдайскую фазу врезания рек около 40-30 тыс.л.н. Средневалдайский аллювий поднимается от 3-4 до 8-10 м над уровнем рек (от 0 до 5-6 м над голоценовыми поймами). В бассейнах Дона и среднего Днепра врезание привело к переуглублению долин ниже современного уреза, в бассейне средней Оки переуглубления уже не было.

T0 – второй цикловый уровень – так называемая "промежуточная" терраса, поднимаю-щаяся над пойменной террасой лишь на 1-2 м и ранее в качестве самостоятельной террасы при картировании не выделявшаяся. Она формировалась как аккумулятивная терраса в первой половине МИС 2, включая интервал последнего ледникового максимума (LGM, 20-23 тыс. кал.л.н.). В основании террасовой толщи под поздневалдайским аллювием залегает аллювий конца МИС 3. На поверхности террасы нередки покровы голоценовой пойменной фации. Во многих случаях уровень этой террасы не превышает уровня голоценовой поймы, тогда терраса не имеет самостоятельного морфологического выражения и фактически входит в состав поймы. Различить такие случаи по геоморфологическим признакам невозможно. При полевом изучении разреза поймы указанием на возможность такой ситуации является высокое (выше типичного для голоценовой поймы) положение цоколя русловой фации аллювия, но этот индикатор не универсален. В состав террасового комплекса T0 могут входить средневалдайские фрагменты возрастом 30-35 тыс.л.

F (floodplain) – пойменная терраса. Это самая молодая цикловая терраса последних 130 тысяч лет, продолжающаяся на большинстве рек формироваться и сейчас. Пойма (пойменная терраса) выделяется обычно по характерному первичному рельефу и высотному критерию (высота меньше уровня самых высоких паводков). Аллювий, слагающий пойму, относят к голоцену. Помимо того, что указанные критерии выделения пойменной террасы не обладают универсальностью, многочисленные результаты абсолютного датирования позволяют расширить временной диапазон формирования пойм. История развития речных долин центра и юга ВЕР такова, что значительные площади поймы как циклового геоморфологического уровня сформировались еще в позднеледниковье. В голоцене часть доголоценовых образований была переработана реками в соответствии со схемой Шанцера-Маккавеева, а оставшиеся лишь наращивались вверх за счет аккумуляции паводковогонаилка.

Существование на большей части ВЕР и значительной части Сибири общих этапов раз-вития русел и пойм, характеризовавшихся значительными изменениями руслового режима (Панин и др., 2011; Sidorchuketal., 2013), позволяет предложить для разделения возрастных генераций пойм и слагающего их аллювия следующие геоморфологические критерии:

(1) Доголоценовые участки пойм несут следы деформаций больших палеоруселмеанд-рирующего или разветвленного типов с характерными размерами форм первичного рельефа – палеорусел, гривисто-ложбинных систем – в 5-10 раз превышающими их современные аналоги. Возраст таких участков – между 18-13 тыс.л.н. (кал), т.е. их формирование началось после последнего ледникового максимума (LGM)

(2) Участки пойм, созданные в среднем голоцене в интервале времени 8(7)-2,5(2,0) тыс.л.н. (кал), характеризуются малыми размерами (шириной, радиусами кривизны, длиной волны) палеорусел и морфологических элементов их вееров блуждания, палеомеандры могут иметь более высокую степень развитости по сравнению с современными: если современные излучины сегментные, среднеголоценовые могут быть петлеобразными, если современное русло слабоизвилистое, разветвленно-извилистое, среднеголоценовая пойма может характеризоваться палеомеандрами сегментной формы.

(3) Позднеголоценовая пойма, созданная в последние 2-2,5 тысяч лет, отвечает руслу современного типа: шпоры современных излучин, острова и островная пойма (современные русла разветвленного типа на ВЕР существуют, преимущественно, только на севере и только в позднем голоцене, а ранее эти реки меандрировали).

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-00119, 15-05-00706).

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ДЕНДРОФЛОРЫ КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА РАСЧЛЕНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КВАРТЕРА ВЯТСКО-КАМСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

М.М. Пахомов, И.Л. Бородатый

Вятский государственный гуманитарный университет, Киров, mp1234@yandex.ru, Borodatyiigor@yandex.ru

THE EVOLUTION OF THE COMPOSITION OF THE DENDROFLORA AS PALEOGEOGRAPHIC AHD BIOSTRATIGRAPHIC FRAMEWORK OF THE DISMEMBERMENT OF THE SEDIMENTS OF THE QUATERNARY VYATKA-KAMA REGION

M.M. Pahomov, I.L. Borodaty, Vyatka State Humanities University, Kirov, Russia

На основе детального палинологическогоизучения восьми опорных разрезов правобережья Верхней Камы установлен состав дендрофлоры для отложений от акчагыльского яруса (верхний плиоцен) до позднего плейстоцена и голоцена. Анализ полученного материала (PakhomovM.M., BorodatyiI.L., 2014) позволил восстановить последовательность палеогеографических событий в регионе и сопоставить их с общей стратиграфической шкалой квартера Восточно-Европейской равнины.

Основные изученные разрезы расположены по правому (высокому) берегу р.Камы.

По литолого-фациальному составу – это преимущественно аллювиальные и аллювиально-озёрные отложения современного и древнего русла верховий р.Камы.Детальныйпалинологический анализ позволил выявить закономерноеизменение состава дендрофлоры по возрастному (дискретному) ряду отложенийэтих разрезов (табл. 1).

Таблица 1

Изменения состава географических элементов древесной флоры по стратиграфическим горизонтам в отложениях неогена и плейстоцена Верхнекамской возвышенности и соседних регионов

Флора	Геологический возраст					
	N_1^3 верхний миоцен	N_2^{1-2}ранний–средний плиоцен	N_2^3 верхний плиоцен	Q_1^1эоплейстоцен (калабрий)	Q_2^1лихвин (голь- штейн)	Q_3^1 микулино (эем)
Географические элементы флоры						
Панголарктические						
Abies	+	+	+	+	+	+
Pinus	+	+	+	+	+	+
Picea	+	+	+	+	+	+
Alnus	+	+	+	+	+	+
Salix	+	+	+	+	+	+
Betula	+	+	+	+	+	+
Myrica	+	+	+			
Американо-евроазиатские						
Tilia	+	+	+	+	+	+
Carpinus	+	+	+	+	+	+
Corylus	+	+	+	+	+	+
Quercus	+	+	+	+	+	+
Ulmus	+	+	+		+	+
Fraxinus	+	+	+	+		
Pterocarya	+	+	+	+		
Fagus	+	+	+			
Taxus		+				
Американо-средиземноморско-азиатские						
Ilex	+	+	+			
Ostrya	+	+	+			
Juglans	+	+	+			
Rhus		+				
Liquidambar	+	+	+			
Североамериканские и американо-восточноазиатские						
Tsuga	+	+	+	+		
Carya	+	+				
Nyssa	+	+				
Sequoia	+					
Taxodium	+					
Magnolia	+					
Castanea	+		+			
Cornus	+			+		
Keteleeria		+				
Zelkova			+	+		

Примечание. **1** – скв. 5, д. Лапино, Костромская обл. (Писарева В.В. и др., 19750); **2** – Среднее Заволжье, Татарстан (Линкина Л.И., 2007), Камско-Ветлужское междуречье, д. Чильча, Удмуртия (Величко А.А. и др., 2011); **3**– разрез Шабаршата, Верхнекамская возвышенность; **4** – разрез Большой Беляк, Верхнекамская возвышенность; **5** – разрез Красный Яр, Верхнекамская возышенность т. 337 м; **6** – разрез Черная Холуница, междуречье Камы и Вятки (PakhomovM. M.,BorodatyiI. L., 2014) и разрез Суводь на р. Вятке(Иванова Н.Г., 1973).

Исходной для плейстоцена была миоценовая флора хвойно-широколиственных лесов с большим участием субтропических элементов. В спорово-пыльцевых спектрах верхнего миоцена (скв. 5, д. Лапино, Костромская обл.; Среднее Поволжье) преобладающая роль принадлежит североамериканским, американо-восточноазиатским и американо-средиземноморско-азиатским элементам флоры (Писарева В. В., и др., 1975, Линкина Л.И. 2007).

Эта полидоминантная флора хвойно-широколиственных лесов под влиянием последующих похолоданий, в том числе ледникового ранга, с каждым этапом теряла наиболее термофильные элементы.

Верхнеплиоценовые спорово-пыльцевые комплексы Вятско-Камского региона определены в разрезе Шабаршата (см. табл). Согласно предложенному В.П. Гричуком(1989) делению дендрофлоры по географическим группам ареалов, в отложениях разреза определены представители панголарктической флоры (Abies, Picea, Pinus, Betula, Alnus, Salix, Myrica), американо-евро-азиатской (Quercus, Corylus, Tilia, Carpinus, Ilex, Fagus, Fraxinus), американо-средиземноморско-азиатской (Juglans, Pterocarya, Ostrya, Zelkova, Castanea, Liquidambar) и американо-восточноазиатской флоры (Tsuga). Как известно, в плиоцене проявилось два похолодания – 3.4 и 2.6 млн. лет назад (Величко А.А. и др., 2011). Поэтому некоторые элементы флоры раннего и среднего плиоцена (Sequoia, Taxodium, Magnolia и др.) в позднем плиоценеуже не сохранились.

Древнечетвертичный (эоплейстоценовый) флористический комплекс представлен в нижней части разреза Большой Беляк. Особенностью этого комплекса является, хотя и не большое, но постоянное присутствие реликтов плиоценовой термофильной флоры (Zelkovaи Pterocarya).

Таблица 2

Опорные разрезы, стратиграфия и реконструкция условий формирования отложений

Раздел	Звено	Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы [14]		Индекс	Название разрезов	Литология	Растительность	Климатические условия	Неотектонические фазы [15]
		Над-горизонт	Горизонт						
Плейстоцен (неоплейстоцен)	Q_{IV}		Голоцен	Q_4	Чус, Дымное и др.	Аллювиальные и болотные пески, глины, торф, гиттия	Выделяются все фазы развития лесной растительности от аллерёда до субатлантики. В основании – Dr-3 с перигляциальной степью	Послеледниковое потепление (11000–2500 лет, ^{14}C)	Тектоническое поднятие рельефа (продолжается в настоящее время), землетрясения силой до 3-5 (6) баллов, формирование молодого врез
	Верхнее Q_{III}	Валдайский	Осташковский ледниковый	Q_3^4	Черная Холуница (верхняя часть)	Флювиогляциальные галечники	Холодная березовая лесостепь; Lycopodiumselago, Lycopodiumpungens, морозобойные клинья	Очень сильное похолодание	
			Ленинградский межлед-никовый	Q_3^3	Боровица-2	Аллювиальные пески	Сосновые леса с березой. Условия близкие к современным	Потепление (36620 ± 4220 лет, ^{14}C)	
			Подпорожский ледниковый	Q_3^2	Малый Беляк (верхняя часть)	Флювиогляциальные зандровые пески	Перигляциальные дерновинно-злаковые степи, многолетняя мерзлота	Сильное похолодание, (46097± 800 лет, ^{14}C)	
			Микулинский межледниковый	Q_3^1	Малый Беляк (нижняя часть), Черная Холуница (нижняя часть)	Русловые аллювиальные галечники, горизонтально- и косослоистые пески	Елово-сосновые леса с березой, изредка с широколиственными породами (Tilia, Corylus)	Заметное потепление	
	Среднее Q_{II}	Среднерусский	Московский (сожский) ледниковый Шкловский межледниковый Днепровский ледниковый				?	?	
			Лихвинский межледниковый	Q_2^1	Красный Яр (верхняя часть), Большой Беляк (верхняя часть), Георгиево (верхняя часть)	Аллювиальные пески, суглинки, каолиновые глины древних стариц	Хвойно-широколиственные леса с большой долей Tilia, обильный папоротниковый покров (Polypodiaceae)	Заметное потепление	
	Нижнее Q_I	Белорусский	Окский (Березинский) ледниковый	Q_1^3	Красный Яр (нижняя часть), Георгиево (нижняя часть)	Моренные суглинки, флювиогляциальные галечники	Перигляциальныедерновинно-злаковые степи с фрагментами редколесий по долинам рек и оврагам	Сильное похолодание	Тектоническое и эрозионное снижение рельефа, аккумуляция ледниково-межледниковых отложений
			Беловежский (мучкапский) межледниковый Донской (дзукинский) ледниковый				?	?	
		Вильнюсский	Ильинский межледниковый Покровский ледниковый Михайловский межледниковый	$Q_1^?$	Большой Беляк (нижняя часть) эоплестоцен	“Рудная толща” со сфероидными конкрециями, горизонтально- и косослоистые кварцевые пески и галечники	Хвойно-широколиственные леса с реликтами субтропических экзотов (Zelkova, Pterocarya и др.)	Потепление	Тектоническое поднятие рельефа и расчленение плиоцен-новой поверхности
Неоген	N		Верхний акчагыл (претегелен)	N_2^3	Шабаршата (верхняя часть)	Мелкогалечный аллювий	Сосново-березовое редколесье (Betulas. Fruticosae, Betulas. Nanae) на лугово-степном фоне	Сильное похолодание	
			Средний акчагыл	N_2^2	Шабаршата (нижняя часть)	Аллювиальная гравийно-песчано-галечная толща	Хвойно-широколиственные леса с участием субтропических экзотов (Tsuga, Piceas. Omorica, Pinuss. Strobus, Carpinus, Ostrya, Zelkova и др.)	Значительное потепление	Тектонические и эрозионное снижение рельефа формирование аллювиаль-ных гравийно- песчаных галечных толщ

О РОЛИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КВАРТЕРА В КЛАССИФИКАЦИИ СКЛОНОВ И ОЦЕНКЕ ИХ УСТОЙЧИВОСТИ

Н.Ф. Петров, И.В. Никонорова, Н.А. Прокопьева
Чувашский государственный университет им. И.Н. Ульянова, Чебоксары, Россия,
petrovnf@gmail.com, niko-inna@yandex.ru

THE ROLE OF PALEOGEOGRAPHIC CONDITIONS OF QUARTER IN CLASSIFICATION OF SLOPES AND ASSESSMENT THEIR STABILITY

N.F. Petrov, I.V. Nikiforova, N.A. Prokopieva
Chuvash state university, department of physical geography and geomorphology, Cheboksary, Russia

Доклад посвящен обоснованию тезиса о громадном прикладном значении палеогеографических аспектов антропогена в решении проблем устойчивости склонов на примере рассмотрения принципов генетической классификация склонов перигляциальных зон платформенных областей вообще и склонов Чебоксарского правобережья р. Волга в частности. Так, оценка устойчивости склона во многом зависит от правильного определения его генетического типа особенно с учетом его предыстории (прошлого состояния), например, в рамках приведенной ниже классификации (рис. 1). Разработанная для условий Молдавии (Петров, 1990), она оказалась приемлемой и для территории Чувашии (Петров и др., 2009). Распознавание таксонов данной классификации трудностей не вызывает, т.к. в ней типы склонов выделены по характерным современным процессам (вертикальный столбец), а подтипы – по аналогичным процессам, происходившим в прошлом (горизонтальные ряды). Так, например, символ $БIII_4$ означает «эрозионный склон на стенке срыва давнего оползня», а $БV_3$ – «оползневой

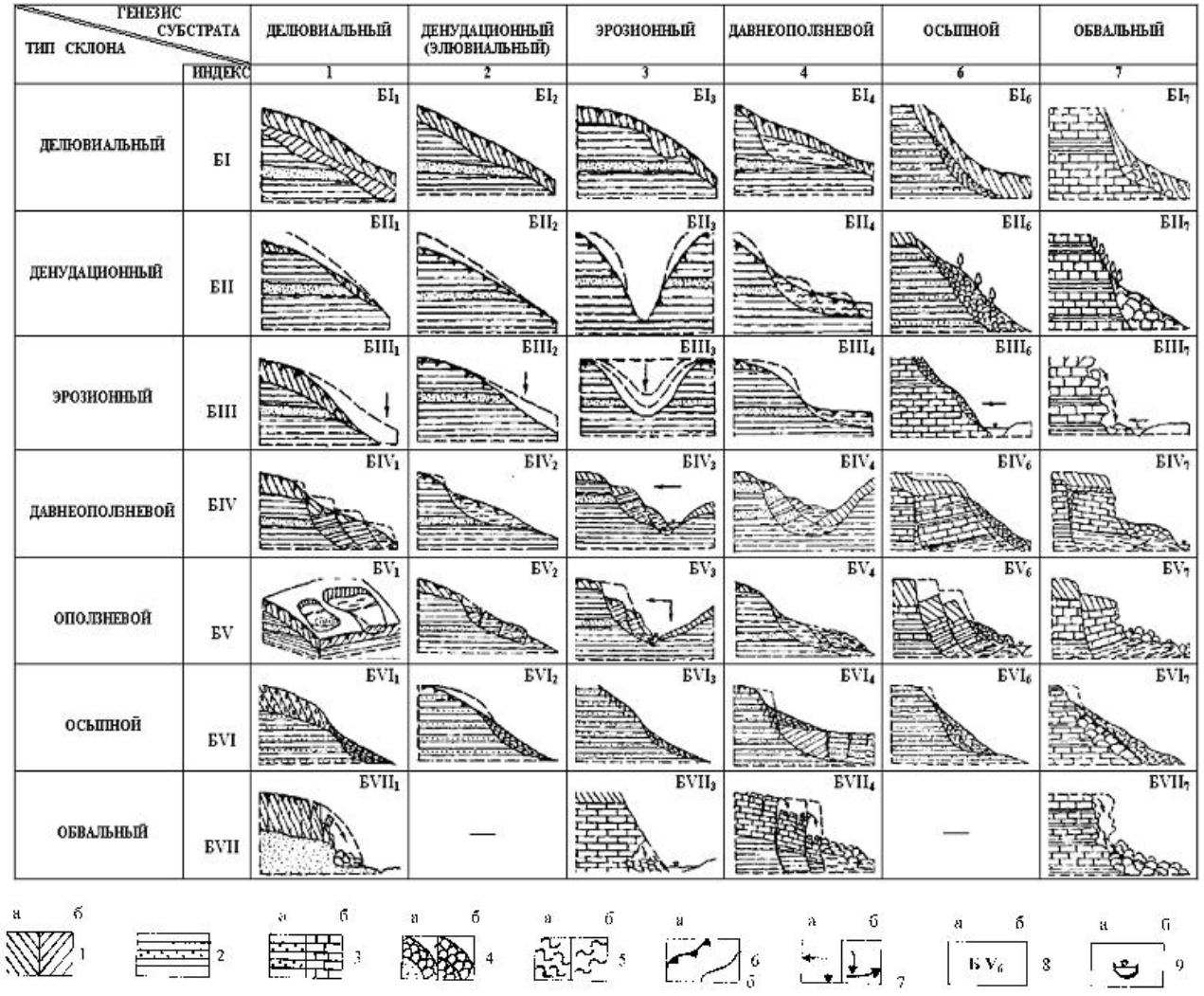


Рис. 1. Морфогенетическая классификация склонов: 1- разновозрастные покровные образования двух генетических типов: а – суглинки, б – глины; 2 – глины с пластами песков; 3а – переслаивание глин и алевритов, 3б – карбонатные породы; 4а – осыпные и 4б – глыбовые образования; 5 − оползневые накопления: а – за счет покровных и б – коренных пород; 6 – поверхности склонов: а – с почвенным покровом, б –без почвенного покрова; 7 – направления в развитии процессов: а – боковая и б – донная эрозия; 8 – генетический двойной индекс склона: римские цифры – современное -, а арабские цифры – прошлое состояние склона; 9 – уровень водоема.

склон на склоне эрозионного происхождения». Термин же «денудация» использован в его узком значении, т.е. для склонов, находящихся в стадии выполаживания, уменьшения крутизны, энергии и повышения устойчивости, в отличие от эрозионных склонов, находящихся в стадии повышения энергии (крутизны, высоты), уменьшения устойчивости. С учетом прошлого состояния склона возрастает надежность и точность оценки его прогнозной устойчивости.

В связи с бурным развитием города возникла необходимость в определении безопасной линии застройки высокого правобережья Волги. При этом немаловажное значение имеет скорость перемещения русла реки в южном направлении, в сторону города, подрезая склон и активизируя эрозионные и оползневые процессы. При обосновании условий строительства и эксплуатации Чебоксарской ГЭС и водохранилища исходили из представления В.А. Кривошеева (1964), что на рассматриваемом участке берег Волги находился в предмикулинское время в 2-3 и более км севернее современного положения и, перемещаясь в южном направлении, среднечетвертичные оползневые склоны к голоцену были полностью уничтожены. Теперь же, после установления отложений средненеоплейстоценовой террасы на побережье водохранилища (рис. 2) на отметках 62-65м БС (цоколь) до отметок 68-70м, можно утверждать скорее о совпадении берега данного возраста с современным берегом Волги. Другими словами, р.Волга на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена уже находилась почти в сегодняшнем месте и существенных изменений в ее положении не произошло. Наличие в правобережье Волги одновозрастных (?днепровских) отложений с айсберговыми образованиями (с обломками изверженных и метаморфических пород Балтоскандии) на аналогичных отметках в базальных слоях отложений 2-ой надпойменной террасы р. Цивиль допускал и Г.И.Горецкий (1966). В связи с вышеизложенным, при оценке устойчивости волжских склонов в пределах города Чебоксары, анализе их состояния и возраста опасных явлений (оползней и их террас, погребенных балок и оврагов, заболачиваний и признаков суффозии), распространения лессовых грунтов на террасах их следует рассматривать не как одномоментные, почти синхронные (голоценовые) образования, а как разновозрастные явления, растянутые во времени от московского оледенения до осташковского включительно. При анализе условий образований древних оползней следует учитывать многократные изменения климатических условий от суровых арктических в периоды ледниковий (перигляциальные условия с накоплениями лессов и солифлюкционных образований), до теплых, влажных умеренных зон -. в межледниковья (озерно-ледниковые глины и алевриты, погребенные почвы).



Рис. 2. Слева – отложения средненеоплейстоценовой террасы р. Волги с валунами гранитогнейсов, габбро, кварцитов и других. пород Балтийского щита залегают на породах татарского яруса верхней перми (фото Н. Петрова, 1996 г). Справа – этот же валун, вывалившийся на пляж в результате абразионных процессов (фото Н. Петрова, 2002 г.).

Список литературы:

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. – М.: Наука, 1966. – С. 124-140, 372-398.

Кривошеева Е.П. Формирование и устойчивость склонов Волги в районе Чебоксарской ГЭС // Материалы совещания по вопр. изучения оползней и методов борьбы с ними. – Киев: Изд-во Киевск. ун-та, 1964. – С. 106-108.

Петров Н.Ф. Палеогеография четвертичного периода и проблема прогнозирования опасных геологических процессов // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. VII Всесоюзное совещание. Тезисы. – Т. III. Таллинн, 1990. – С.52-53.

Петров Н.Ф. Новые данные о неоплейстоценовой истории развития правобережья долины р. Волги (Чебоксарский участок) // Проблемы геологии, географии и экологии Чувашской Республики. ЧГУ. Чебоксары, 2001. – С. 34-37.

Петров Н.Ф., Никитина О.В. Составление моделей склонов в строительных целях // Сергеевские чтения. Моделирование при решении геоэкологических задач. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии.– 2009. – Вып. 11. – С. 305-309.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ В КВАРТЕРЕ

Т.Н. Пинчук, Т.Б. Микерина
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия, pinchukt@mail.ru, bitumoid@bk.ru

PALEOGEOGRAPHIC OF THE WESTERN SUBCAUCASUS IN THE QUATERNARY

T.N. Pinchuk, T.B. Menkaure, Kubanstateuniversity, Krasnodar, Russia

Исследование посвящено реконструкции палеогеографических условий осадконакопления в квартере на территории Западного Предкавказья на основе анализа литологического состава пород и пространственного распространения фаций.

Территория Западного Предкавказья покрыта чехлом осадочных образований, изученных по данным бурения (Балуховский, Хаин, 1975): верхняя часть разреза представлена породами голоцена и неоплейстоцена, а нижняя (большая) – отложениями эоплейстоцена разного генезиса.

Отложения эоплейстоцена распространены на всей равнинной части, начиная от полуострова Тамань, северных предгорий Северного Кавказа и Азовского моря на западе до Ставропольского поднятия на востоке. Отдельные выходы пород на дневную поверхность встречены в береговых уступах Азовского моря и в террасах речных долин Кубани, Лабы, Белой, Пшиш, Пшехи, Псекупса, Кагальника, Мокрой Чубурки, Куго-Ея, Сосыки, Среднего Егорлыка и других. На большей же части эти образования перекрыты чехлом осадков неоплейстоцена и голоцена мощностью до 20 м.

Отложения эоплейстоценав Западно-Кубанском прогибе (ЗКП) вскрыты на глубинах 50-60 м, они представлены двумя фациями– лагунно-морской и континентальной. Лагунно-морские осадки взападной и центральной частях прогиба представлены светло-серыми и желто-бурыми разнозернистыми песками, часто с галькой, битой ракушей, с прослоями светло-зеленых и темновато-серых глин, супесей, известняков. Мощность осадков изменяется от 80-100 м в центральной части ЗКПдо 20-40 м по бортам прогиба.

По данным бурения на Приморско-Петровской площади в северо-западной части ЗКПэоплейстоценсложен толщей, в которой прослеживается пачка грубозернистых песков и галечников, ниже залегают пестрые бесструктурные глины с прослоями песков и ракушечников, в которых встречены *Uniosturi*M.Hoeh., *Viviparussp.,* и остракоды: *Candoniellasubelipsoida*Scher., *C.albicans* (Brady), *Cyprideis cf. littoralis* (Brady), смешанный состав солоноватоводных и речных представителей фауны указывают на лагунно-морские и лиманно-дельтовымиобразования.Мощность апшеронских отложений составляют около 60 – 100 м.На глубине ниже 110 м появляются породы содержащие обломки раковин пресноводных остракод и моллюсковкуяльницкой фауны. От осевой части ЗКП лагунно-морские осадки постепенно замещаются по бортам прогиба континентальными образованиями озерного, аллювиального, пролювиального и делювиального генезиса. По разрезу квартера озерные образования слагают лишь отдельные прослои. Нижняя часть континентальной толщи содержит песчано-гравийные и глинисто-алевритовые пачки. Верхняя часть толщиотличается от нижней части, меньшей грубостью осадков и преобладанием пластов пестроцветных песков, глин и алевритов лагунно-лиманного и озерно-болотного генезиса.

В северном направлении от ЗКП, на платформенной части Западного Предкавказья, пески постепенно замещаются глинами, образуя светло-коричневую, местами красноватую глинистую толщу элювиального генезиса, которая часто обнажается по долинам степных рек (Митин, 1962). Мощность континентальных осадков эоплейстоценаизменяется в широких пределах от 200 м, до полного выклинивания в зоне предгорий.

К эоплейстоценуотносят отложения грязевых вулканов, приуроченных к диапировым складкам на Таманском полуострове. Представлены они породами сопочных выбросов (брекчии с включением окатышей глин, обломков мергелей, известняков и песчаников пород от плиоцена до верхнего мела) и грязевых потоков (глины серые и желтовато-серые неслоистые с плоскостями скольжения). Мощность отложений составляет до 15-20 м. Часто к грязевым вулканам приурочены слабые выходы нефти и газа.

На южном борту ЗКП осадки эоплейстоценапредставлены толщей песков и песчаников с алевролитами и прослоями глин, где встречены моллюски: *Viviparusduboisianus*Mouss.,*Clessiniolavariabilis* (Eichw.), *Micromelaniacaspia* (Eichn), *Theodoxus*exgr. *pallasi*Lindg. (определения В.Н. Буряка). Комплекс моллюсков свидетельствуют об осадконакоплении в условиях мелководного опресненного бассейна слагунно-морской и прибрежно-дельтовой фациями.

В горной части южного склона Западного Кавказа распространены континентальные суглинки делювиального и элювиального генезиса, мощностью от 5 до 15 м.

В зоне платформенного склона распространена азово-кубанская свита лиманного, элювиального, делювиального и аллювиального генезиса, представленная зеленовато-серыми глинами с карбонатными включениями, с желтыми разнозернистыми песками местами с включением гальки в подошве толщи. Мощности пород сокращаются с юга на север и восток. Самые верхи свиты по находкам раковин моллюсков сопоставлены с эоплейстоценом (скв. 1 Тимашевская) (Белуженко, 2005).

Севернее Тимашевской ступени отложения эоплейстоцен аллювиально-лиманными и дельтовыми образованиями, сложенные суглинками, желто-бурыми глинами с включением карбонатных стяжений. В берегах Бейсугского лимана найдены моллюски: *Apscheroniapropinqua*(Eichw.) *Bogatscheviasturi* (M.Horn), *Potomoscaphatamanica* (Eberzin), *Uniochasaricus*Bog.,*Viviparusapscheronicus* (Bog.) и др. (Белуженко. 2006). В разрезах скважин северной территории Западного Предкавказья мощности апшерона составляют в среднем 15-20 м и максимально

60 м.В эоплейстоцене территория суши уже имела развитую речную четь с накоплением аллювиальных осадков, Западная часть территории покрывалась лиманно-озерными и болотными образованиями.

Верхнийквартер, представленный неоплейстоценовымиголоценовыми осадками,сложен суглинками и супесями с прослоями лессовидных образований небольшой мощности (до 3м). Отложения содержат раковинный детрит и створки моллюсков, ныне живущих в акватории Черного и Азовского морей и пресноводных речных бассейнах Западного Предкавказья. Найденыостракоды: *Candoniella*aff.*subellipsoida*Schar., *Eucypris*cf., *Candona*sp. каспийского типа, различные водные и наземныегастроподы, харовые водоросли (Белуженко, 2006). В породах встречено обилие переотложенной фауны из древних отложений, с поднятий Западного Кавказа. На основании встреченных палеонтологических находок можно сказать, что территория Западно-Кубанского прогиба в голоцене также претерпевала несколько трансгрессивно-регрессивных этапов со сменой континентальных и лагунно-лиманных фаций.

Морские четвертичные осадки прослежены на побережье Черного и Азовского морей, в виде террасовых образований, сложенных песчано-галечными и песчано-глинистыми осадками с раковинами моллюсков, сформированными в этапы плейстоцен-голоценовых трансгрессий Азово-Черноморского бассейна (Пинчук, 2012). Связь Азовского и Черноморского бассейнов осуществлялась через Керченский пролив, но временами через Кизилташский и Благовещенские лиманы.

Выводы: по геофизическим материалам -стандартного каротажа по разрезу скважин, выделены интервалы отложений квартера, на основании которых построены схемы мощностей. Прослежено фациальное распространение четвертичных отложений от предгорий Западного Кавказа до устья Дона, северной границы Западного Предкавказья. Прослеженоизменение литологического состава по разрезу квартера, что позволило выделить условия осадконакопления, которые изменяются от морских в Западно-Кубанском прогибе, до лиманно-лагунных по бортам прогиба, и до континентальных на платформенной части изучаемой территории. Полученные данные позволили составить палеогеографическую схему эоплейстоценаЗападногоПредкавказья.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 13-05-00508

Список литературы:

Балуховский А. Н., Хаин В. Е. Неогеновый период. Палеогеография //Палеогеография. Т. 4. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды, М.Наука, 1975. С. 173-268.

Белуженко Е. В. Некоторые проблемы стратиграфии неогеновых и эоплейстоценовых отложений Западного Кавказа и Предкавказья. // Региональная геология и металлогения. № 25. 2005. С. 110-118.

Белуженко Е. В., Пинчук Т. Н. Стратиграфия среднемиоценовых-эоплейстоценовых отложений Западно-Кубанского краевого прогиба // Проблемы геологии, геоэкологии и минерагении Юга России и Кавказа / Материалы VМеждунар. научн. конф., 28 апреля 2006 г., Юж . -Рос. гос. техн. ун-т (НПИ). Новочеркасск: ООО НПО «Темп». 2006. Т. 1. С. 59-78.

Митин Н. Е. Континентальные и морские отложения неогеново-четвертичного возраста Кубани // Советская геология № 6, 1962. С.35-41.

Пинчук Т. Н. Изменение состава фораминифер Черного и Азовского морей в голоцене. //Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания «Современнаямикропалеонтолотия», Геленджик, 2012, Изд. – Полиграф. Центр КубГУ, Краснодар, 2012, с.129-131.

Пинчук Т.Н., Бурындина Л.В., Кодаш А.С. Сопоставление комплексов фораминифер и остракод Азовского и Черного морей в голоцене. //Сборник статей YIIIВсеросс. Совещ. по изучению четвертичного периода; «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дельнейших исследований» Ростов на Дон. Изд. ЮНЦРАН, 2013, с. 512-511.

Pinchuk T. N. Apsheronian (Eopleistocene) deposits of Western Ciscaucasia. //Book of Proceedings IGCP 610 «From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary» (2013-1017), Georgia, LTD “Sachino”, Tbilisi, 2013, c.114-115.

Свиточ А. А. Морской плейстоцен побережий России. //М. изд: ГЕОС, 2003, 335с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В МУРАВИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Н.М. Писарчук

Географический факультет Белорусского государственного университета, Минск, Республика Беларусь, pisarchuk@bsu.by

PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONSINMURAVIANINTERGLACIALTHE TERRITORY OF BELARUS

N.M. Pisarchuk, Department of Geography ofthe Belarusian State University, Minsk, Belarus

Отложения муравинского межледниковья(~ 128/130 – 70/72тыс. л.н., МИС 5 (Писарчук, 2013а) на территории Беларуси встречаются повсеместно и палинологически изучены более чем в 330 разрезах (Писарчук, 2012а).

На протяжении муравинского межледниковьяна территории Беларуси от конца предшествовавшегосожского оледенения и до начала последующего поозерского оледенения происходила постепенная трехкратная смена палеофитоценозов. До климатического оптимума/потепления структура растительного покрова усложнялась, а в последующем – упрощалась. О подобной схеме усложнения-упрощения состава растительности упоминалось в трудах Я.К. Еловичевой (2001).

При детальном изучении отложений муравинского межледниковья из 230 разрезов в различных регионах республики было выделено 12 фаз развития растительности (Писарчук, 2012б), имеющих сходные черты для всей территории и локальные отличия в составе спорово-пыльцевых спектров для северной, центральной, восточной и западной областей(Писарчук, 2013б).

В первой половине улановскогораннемежледниковья (фазаmr-1) преобладали березово-сосновые леса с участием ели, лиственницы, с богатым травянистым ярусом в основном из папоротников. На обширных открытых участках произрастали полынь и злаковые, на увлажненных территориях – рогоз и гроздовник, по сухим местам – облепиха. В южных и восточных областях в составе древостоя сосны становится немного больше на фоне снижения участия ели и березы.

Во второй половине раннемежледниковья (фаза mr-2) в северных областях лесá представлены березово-сосновыми ассоциациями, а в южных сосновыми лесами с богатым травянистым ярусом из папоротников. Отмечается появление термо- и мезофильных пород. Открытые участки заняты ассоциациями их полыни и маревых.

Начало чериковского оптимума (фаза mr-3) отмечается появлением в лесах примеси широколиственных пород. Это березово-сосновые и сосново-березовые леса с участием дуба и вяза, в подлеске лещина, в травянистом ярусе – папоротники, на болотах появляются сфагновые мхи. Мелколиственные породы в основном в северных областях республики.

Фазы развития лесов в муравинское межледниковье на территории Беларуси

Горизонт	Подгоризонт	Индекс	PiceaDietrich	Pinus L.	Betula L.	AlnusGaerth.	Ulmus L.	Quercus L.	Tilia L.	Carpinus L.	Corylus L.	Фазы развития лесов
Муравинский	Гончаровский	mr-12										разреженные сосново-березовые, березово-сосновые леса
	гаты тыреревичский	mr-11										сосновые леса с примесью широколиственных пород
	Дорошевичский	mr-10										березово-сосновые леса
	Комотовский	mr-9										сосново-широколиственные леса
	Борховский	mr-8										сосновые и елово-сосновые леса
	Чериковский	mr-7										еловые и грабово-еловые леса
		mr-6										грабовые леса с орешником
		mr-5										липовые, грабово-липовые леса с орешником
		mr-4										дубовые и вязово-дубовые леса с обильным подлеском из орешника
		mr-3										сосново-березовые и березово-сосновые леса с примесью широколиственных пород
	Улановский	mr-2										сосновые леса с березой и елью
		mr-1										березово-сосновые леса

Примечание: Чем темнее/насыщеннее цвет квадрата, тем большее участие отмеченной породы.

В фазуmr-4 (максимум дуба) развитие получили сосново-широколиственные (в первой половине фазы) и широколиственные (во второй половине фазы) леса. Из широколиственных пород преобладали дуб (к восточным областям доля возрастает) и вяз, в меньшей степени– липа (южный регион). По прежнему значительно участие сосны. Подлесок из лещины становится гуще. Травяный покров открытых сухих мест состоял из маревых, полыни, астровых, гвоздичных; на сырых полянах встречался ужовник, на заболоченных участках селились осоки, вереск, тростник, рогоз.

Для фазы mr-5 (максимум липы)характерно развитие широколиственных (главным образом липовых) лесов с участием сосны,березы и лиственницы. В центральных областях к концу фазы появляется граб.Дуб сместился в восточные регионы, а вяз –западные. Лещина в подлеске и ольха распространены повсеместно. Открытые места занимали гречишные, заболоченные – осоки и сфагновые мхи.

Для фазы mr-6 (максимум граба) характерны широколиственные (грабовые – повсеместно, липово-грабовые – восточная область) леса. Отмечается примесь дуба и вяза, небольшое участие сосны и березы (юго-восток). Редкий подлесок из лещины. На открытых сухих местах – полыни и маревые, на заболоченных территориях – сфагновый мох и вересковые.

Заключительная фаза чериковского оптимума (фаза mr-7) знаменуется грабово-еловыми лесами со значительным участием сосны, присутствием дуба, ольхи и березы. В подлеске – лещина, редкий травянистый ярус из папоротников. На болотах селились преимущественно сфагновые и гипновые мхи при участии осоковых, вересковых, рогоза узколистного.

Для борховского промежуточного похолодания (фаза mr-8) характерны сосновые и елово-сосновые леса с участием термофильных и мезофильных элементов. В северных областях отмечена примесь березы, а в южных – ели и пихты.

Сосново-широколиственные леса вновь возвращаются на территорию республики в период комотовского оптимума (фаза mr-9).Причем участие широколиственных пород немного выше в южных регионах. В начале и конце оптимума значительно участие березы.По сухим открытым местам распространение имели ассоциации полыни, маревых, цикориевых, гвоздичных, гречишных, лютиковых, зонтичных, в прибрежной части водоемов встречалась ива, рогоз широколистный, а на болотах произрастали сфагновые мхи, чистоуст, осоковые, вересковые.

В дорошевичское похолодание (фаза mr-10) развитие получили березово-сосновые леса. Причем, для фазы характерно чередование во времени березово-сосновых с сосново-березовыми лесами. Содержание сосны снижается лишь на возвышенных центральных участках, где ее место занимает береза. На севере региона отмечена примесь ели. На севере и востоке отмечено незначительное присутствие ольхи и лещины.

Богатыревичское потепление (фаза mr-11)характеризуется распространением сосновых лесов с примесью широколиственных пород (к югу возрастает), участием березы и ели (в основном южные регионы).

Во время завершающего гончаровскогопозднемежледниковья (фаза mr-12) господствовалиразреженные сосново-березовые, березово-сосновые леса с участием ели (на северо-востоке республики).Хорошо развиты травянистые ассоциации.

Фазы развития лесов в муравинское межледниковье на территории Беларуси можно представить в следующем виде:

Приведенная схема палеогеографической реконструкции смены растительности в муравинское межледниковье на территории Беларуси может говорить о более сложной стратиграфической схеме указанного интервала.

Автор выражает признательность и благодарность научному руководителю д.г.н. Я.К. Еловичевой за помощь при написании статьи.

Список литературы:

*Писарчук, Н.М.*Обоснование соответствия муравинского межледниковья на территории Беларуси всему 5-му ярусу изотопно-кислородной шкалы / Н.М. Писарчук // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: сб. статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Ростов-на-Дону, 10-15 июня 2013 г. / Южный научный центр РАН; редкол.: Г.Г. Матишов [и др.].– Ростов-на-Дону, 2013а. – С. 515-517.

*Писарчук, Н.М.*Палинологическая обеспеченность и история изучения отложений муравинского межледниковья на территории Беларуси / Н.М. Писарчук // Вестник БГУ. Сер. 2.. Химия. Биология. География. – 2012а. – № 2. – С. 90-95.

Еловичева Я.К. Эволюция природной среды антропогена Беларуси (по палинологическим данным) / Я.К. Еловичева. – Минск: БелСЭНС, 2001. 293 с.

*Писарчук, Н.М.*Эволюция растительного покрова и его региональные отличия в муравинскую эпоху на территории Беларуси / Н.М. Писарчук; БГУ. – Минск: БГУ, БГПУ, 2012. – 302 с. Деп. в БелИСА 21.09.2012 г., № Д – 201225 // Региональная физическая география в новом столетии. – 2012б. – Вып. 6. – С. 121-130.

Писарчук, Н.М. Районирование территории Беларуси по составу пыльцевых спектров / Н.М. Писарчук; БГУ. – Минск: БГУ, БГПУ, 2013. – 362 с. Деп. в БГУ 17.09.2013 г., № 002617092013 // Региональная физическая география в новом столетии. – 2013б. – Вып. 7. – С.161-162.

ПРИРОДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ В ЭПОХУ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И РАССЕЛЕНИЕ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА

В.В. Питулько[1], Е.Ю. Павлова[2]

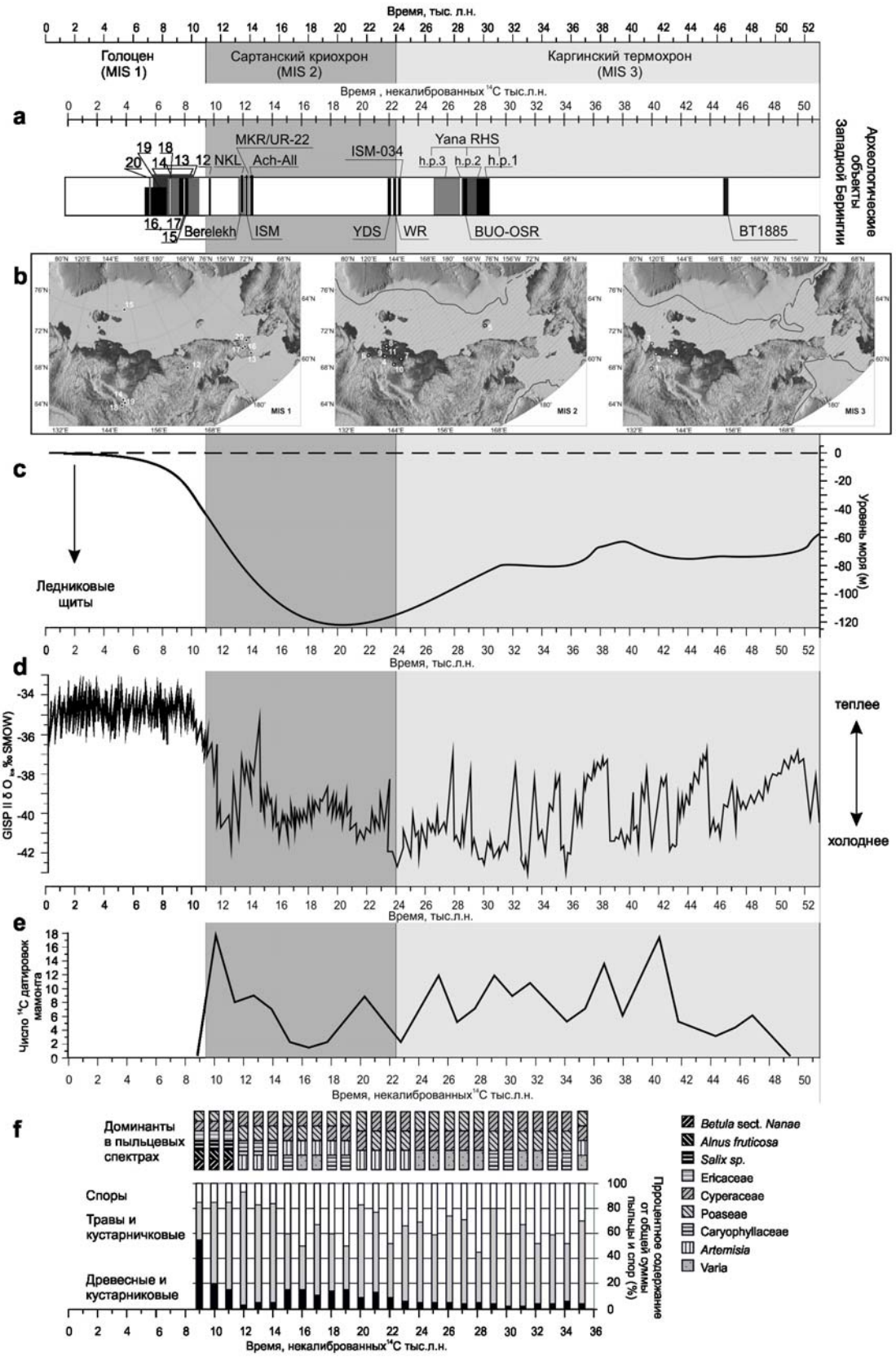
[1] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, pitulkov@rambler.ru

[2] Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия, pavloval@rambler.ru

ENVIRONMENTAL CHANGES DURING THE LAST GLACIATION AND HUMAN DISPERSAL IN THE WESTERN BERINGIA

V.V. Pitulko Institute for the History of Material Culture, Russian Academy of Sciences, St Petersburg, Russia; E.Yu. Pavlova Arctic & Antarctic Research Institute, St Petersburg, Russia

Будучи важнейшим управляющим фактором, изменения природной среды во многом предопределяют процессы расселения человека по земному шару. В особенности это относится к арктической области, где экстремальные природно-климатические условия часто оказывались исключительно сложными для существования человеческих группировок. Одним из таких периодов является эпоха последнего ледникового максимума



*Расселение человека и природные условия в Западной Беринги в конце позднего плейстоцена и раннем голоцене. Хронология (**a**) и местоположение (**b**) археологических объектов (позднеплейстоценовые: 1 – Бунге/Толль-1885 (BT1885); 2 – Янские стоянки (Yana RHS); 3 – Буор-Хая/Орто-Стан (Buo-OSR); 4 – Илин-Сыалах 034 (ISM-034); 5 – о. Врангеля (WR); 6 – Диринг-Айан (YDS); 7 – Аччагый-Аллаиха (Ach-All); 8 – Урез-22 (MKR/UR-22); 9 – Илин-Сыалах (ISM); 10 –Берелех (Berelekh); 11 – Озеро Никита (NKL); раннеголоценовые: 12 – Тытыльваамский комплекс стоянок; 13 – Найван; 14 – Уи; 15 – Жоховская стоянка; 16 – Челькун IV; 17 – Ананайвеем; 18 – Зима; 19 – Придорожная; 20 – Кооленъ III, по (Питулько, Павлова 2010), с дополнениями); (**c**) изменения уровня Мирового океана (Waelbroeck et al. 2002); (**d**) изотопно-кислородная кривая GISP II (Stuiver, Grootes 2000); (**e**) относительные изменения численности местной популяции мамонтов, наблюдаемые в частотах ^{14}C дат (Nikolskiy et al. 2011); обобщённая диаграмма процентного соотношения пыльцы и спор и доминанты в пыльцевых спектрах для запада Яно-Индигирской низменности (Павлова и др. 2012).*

(LGM), когда, как полагают (Цейтлин 1979; Graf 2009), отдельные области Сибири были непригодны для обитания человека. В то же время, для её южных областей известно достаточно свидетельств, говорящих об их заселённости, в том числе, и во время LGM (Каницкая, Когай 2007; Kuzmin 2008).

В Сибири важным фактором, влиявшим на изменение природных условий, расселение популяций животных и человека, были изменения очертаний материка, связанные с изменениями уровня океана (рис.). Выявление особенностей процесса начальной колонизации и последующего выживания в неблагоприятной среде особенно важны для арктической Сибири. Значительная её часть составляет область Западной Берингии, территории, являвшейся родиной людских популяций, заселивших впоследствии Американский суперконтинент.

Ещё недавно единственным свидетельством расселения человека в этой области была стоянка Берелех. Этот памятник документировал, как считалось, ранний этап расселения человека в Арктике, который датировали 13,000 – 12,000 л.н. Благодаря новейшим исследованиям (Питулько, Павлова 2010, 2013; Питулько и др. 2014; Pitulko et al. 2014), можно предполагать, что люди начали осваивать Сибирскую Арктику по крайней мере в конце ранней фазы МИС-3, около 45000 л.н., и населяли её с тех пор непрерывно (рис.). Археологическая летопись этих событий фрагментарна, однако те или иные свидетельства представлены для каждого из важных этапов (рис.). Это были популяции охотников, широко расселявшиеся в регионе. Длительное пребывание населения в области, примыкающей к Берингийскому мосту суши, позволяет думать о существенно более раннем, чем считается, проникновении человека в Новый Свет.

В отдельные периоды (LGM) присутствие человека в Арктике становилось эфемерным, что закономерно связано с ухудшением природных условий. Однако и для этого этапа существуют надёжные свидетельства, документированные прямыми датировками изделий из бивня мамонта и прямыми свидетельствами охоты на этих животных. Датировки артефактов (например, из пунктов Яна-А и Лагерный в Янском кластере стоянок, соответственно 17710 ± 80 (AAR-21008) и 22040 ± 100 ^{14}C л.н., Beta-362949) контролируются возрастом вмещающих отложений. Вероятно, одним из важнейших факторов, поддерживавших популяции человека арктической Сибири, было взаимодействие человека и местной популяции мамонтов, которые представляли собой не только объект охоты для обеспечения пищей, но и являлись «поставщиком» важного сырья для производства орудий – бивней (Питулько и др. 2015). Утрата стабильного источника сырья вследствие вымирания мамонтов в позднем плейстоцене, возможно, вызвала культурный ответ в виде широкого распространения технологии, характерной для Северо-Востока Азии и известной как берингийская микропластинчатая традиция.

Список литературы:

Каницкая Н.С., Когай С.А. К проблеме группирования данных абсолютного возраста культурных отложений плейстоцена и голоцена Байкальской Сибири / Антропоген: палеоантропология, геоархеология, этнология Азии. – Иркутск: ИГУ, 2007. – С. 67-80.

Павлова Е.Ю., Дорожкина М.В., Питулько В.В. Природно-климатические изменения на западе Яно-Индигирской низменности в конце позднего неоплейстоцена (реконструкции на основе палеоботанических данных) / Жиров А.И., Кузнецов В.Ю., Субетто Д.А., Тиде Й. (ред.). Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов. – Санкт-Петербург: СпбГУ, 2012. – С. 310-313.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. Санкт-Петербург. Наука. – 264 с.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Местонахождения Урез-22 и Озеро Никита: новые свидетельства расселения человека в Сибирской Арктике в финальном плейстоцене // Записки ИИМК РАН. – 2014. – Вып. 10. – С. 7-34.

Питулько В.В., Басилян А.Э., Павлова Е.Ю. Массовые скопления костных остатков мамонтов с признаками деятельности древнего человека (р. Илин-Сыалах, север Яно-Индигирской низменности) // Записки ИИМК РАН. – 2013. – №8. – С. 34-52.

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Никольский П.А. Обработка бивня мамонта в верхнем палеолите арктической Сибири (по материалам Янской стоянки на севере Яно-Индигирской низменности) // Stratum plus. – 2015. – №1. – С. 223-284.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М. Наука. 1979. – 286 с.

Graf K.E. Modern Human Colonization of the Siberian Mammoth Steppe: A View from South-Central Siberia / Camps M., Chauhan P. (eds.). Sourcebook of Paleolithic Transition. – New York: Springer ScienceюBusiness Media, 2009. – P. 479-501.

Kuzmin Y.V. Siberia at the Last Glacial Maximum: environment and archaeology // Journal of Archaeological Research. – 2008. Vol. 16. – P. 163–221.

Nikolskiy P.A., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V. Last straw versus Blitzkrieg overkill: Climate-driven changes in the Arctic Siberia mammoth population and the Late Pleistocene extinction problem // Quaternary Science Reviews. – 2011. – Vol. 30. – P. 2309-2328.

Pitulko V., Tikhonov A., Kuper K., Polozov R. Human-inflicted lesion on a 45,000-year-old Pleistocene wolf humerus from the Yana River, Arctic Siberia // Scientific Annals of the School of Geology.. – 2014. – Vol. 102. – P. 156–157.

Stuiver M., Grootes P.M. GISP2 oxygen isotope ratios // Quaternary Research. – 2000. Vol. 53. – P. 277-283.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., Labracherie M. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // Quaternary Science Reviews. – 2002. – Vol. 21. – P. 295-305.

МИКРОВОДОРОСЛИ В ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ

Е.И. Полякова, Т.С. Клювиткина

Географический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, ye.polyakova@mail.ru

MICROALGAE IN THE EAST-SIBERIAN SEA SURFACE SEDIMENTS

E.I. Polyakova, T.S. Klyuvitkina, Geographical faculty of Moscow State University,Russia

Восточно-Сибирское море – одно из самых мелководных, холодных и опресненных морей Арктики. Согласно современным гидрологическим данным, на его шельф, в отличие от соседних морей (Лаптевых и Чукотского) практически не поступают относительно теплые и продуктивные атлантические и беринговоморские воды. Задачей нашего исследования было определить особенности распределения микроводорослей в современных шельфовых осадках.Эти данные необходимы для решении ряда палеогеографических задач, в том числе выполнения палеореконструкций изменений речного стока, ледово-гидрологических условий и седиментационных обстановок на шельфе арктических морей.

Образцы поверхностных донных осадков получены в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в прибрежно-шельфовой зоне Восточно-Сибирского моря. Наши комплексные микропалеонтологические исследования включали видовой и количественный анализ ассоциаций диатомовых водорослей и водных палиноморф (цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи и др.) в осадках.

Разнообразие гидрологических и седиментационных обстановок на шельфе Восточно-Сибирского моря обусловливает пестроту качественного и количественного состава диатомовых танатоценозов. Общая численность диатомей в осадках изменяется от 570 створок в пересчете на 1 г сухого осадка до 5.9 млн створок и имеет тенденцию к увеличению с запада на восток. Фактором, лимитирующим накопление диатомей в осадках, является поступление терригенного материала на шельф, поэтому наименьшее содержание диатомей в осадках (от 570 до 1.1 тыс. створок) установлено к северу от устья р.Индигирки, твердый сток которой в два с лишним раза превышает сток р.Колымы. К западу (Новосибирское мелководье) и к востоку (Центральное плато) численность диатомей в осадках возрастает соответственно до 7.4 и 312 тыс. створок в 1 г осадка, а у устья р.Колымы снижается до 49–90 тыс. К востоку от него содержание диатомей последовательно возрастает, и максимальная численность установлена в районе между Чаунской губой и проливом Лонга, где превышает 1 млн створок в 1 г осадка при максимальном содержании 5.9 млн створок. Это особенно интересно, так как данный район моря характеризуется наиболее суровой ледовой обстановкой и низкими температурами поверхностных вод.

Обильным речным стоком и его опресняющим воздействием на прибрежные воды объясняется изменчивая экологическая структура диатомовых танатоценозов шельфа, а также высокая численность пресноводных диатомей на отдельных участках. Так, суммарное содержание пресноводных диатомей на юго-западе моря, куда поступают распресненные воды из юго-восточной части моря Лаптевых, составляет около 15–17%. К северу от устья р.Индигирки, на расстоянии до 70–100 км от берега, содержание пресноводных речных диатомей в осадках максимально и достигает 74–83%. На Центральном плато оно снижается до 1%. К северу от устья Колымы содержание пресноводных диатомей возрастает, но численность их значительно ниже (до 3–5%), чем к востоку и северо-востоку, куда в основном распространяются речные воды. В районе между Чаунской губой и устьем Колымы содержание пресноводных речных и озерно-болотных диатомей снижается от 15–21% до 2–1% в районе Чаунской губы, а к востоку от нее не превышает долей процента.

Содержание морских неритических и панталассных диатомей в осадках Восточно-Сибирского моря также весьма изменчиво. В юго-западной части моря на глубинах 10–15 м оно не превышает 44% и сокращается в районе устья Индигирки на тех же глубинах до 12–17% и менее. В районе Центрального плато (глубины 20–25 м) суммарная численность морских планктонных диатомей достигает 46–60%. К востоку от устья Колымы (глубины 10–15 м) морские планктонные диатомеи составляют доли процента, но уже в районе Чаунской губы (глубины 20–30 м) их суммарное содержание достигает 54–70%, а к востоку от нее (глубины 35–40 м) – 59–75% и более, что отражает в целом увеличение глубин в восточной части моря при отсутствии распресняющего воздействия речного стока.

Видовой состав морской планктонной флоры диатомей соответствует господствующей в Восточно-Сибирском море арктической водной массе: здесь обычны холодноводные аркто-бореальные и биполярные*Thalassiosiraantarcticau T. gravida*, *T. nordenskioeldii*, отдельные виды рода*Chaetoceros.* В районе Чаунской губы и к востоку от нее морская планктонная флора наиболее разнообразна (более 40 таксонов), а суммарное содержание ее видов достигает 100%, основную массу составляют представители рода*Chaetoceros*. В состав доминантов входят такие планктонные неритические диатомеи как*Thalassiosiranordenskioeldii, T. antarcticau T. gravida.* Группу субдоминантов образуют неритические*Porosiraglacialis, Thalassiosirahyalina, Bacteriosirafragilis* и панталассные*Thalassionemanitzschioides, Coscinodiscusmarginatus, C. oculus-itidis, Thalassiothrixlongissima.* Отмечены единичные створки редких в планктоне арктических морей относительно тепловодных видов –*Thalassiosiraoestruppii, Coscinodiscusasteromphalus,* распространение которых в восточном секторе Арктики ограничено водами беринговоморского течения.

Содержание сублиторальных диатомей в осадках имеет другую направленность. В юго-западной мелководной части моря их суммарная численность составляет 48–50%, а к северу от устья Индигирки – 52–74%, при этом сублиторальные диатомеи здесь представлены почти исключительно широко эвригалинными видами, среди которых господствуетполубентический*Thalassiosirabramaputrae*v.*septentrionalis.*В мелководном районе между устьями Индигирки и Колымы содержание сублиторальных диатомей достигает 93%. К северу от устья Колымы они составляли 21–28%, а к востоку– 7–16%. К востоку от Чаунской губы суммарное содержание сублиторальных диатомей также составляет 11–12%, а к северу от нее всего 8%.Таким образом,

содержание сублиторальных диатомей максимально (до 93%) на глубинах, не превышающих 10–15 м в западной части моря, и сокращается до 8–12% на глубинах 45–50 м в восточной части моря.

Распределение криофильной группы диатомей в танатоценозах поверхностных осадков имеет следующие особенности. В юго-западной части моря, где летом сохраняются припайные льда, содержание криофильных диатомей составляет 8–10%. К северу от устья Индигирки, в условиях стационарной полыньи встречаются лишь единичные створки. В районе устья Колымы их суммарное содержание изменяется от долей процента до 3%, закономерно возрастая по мере удаления от устья реки. В восточной части моря (на самом ледовитом участке) содержание криофильных диатомей достигает 27–43%. Меняется по акватории и видовой состав криофильной флоры: если в западной части моря встречены в основном створки одного вида*Nitzschiagrunowii*, то в восточной части состав криофильнойфлоры богаче:*Nitzschiagrunowii, N. cylindrus, Fossulaarctica, Naviculavanhoeffenii, Atheyaseptentrionalis, Detonulaconfervaceae, Pleurosigmastuxbergii* и др.

Содержание водных палиноморф также отражает распределение господствующих в Восточно-Сибирском море водных масс. В восточной части моря зафиксированы типичные для арктических морей низкие концентрации водных палиноморф (от 1360 до 4350 экз./г). Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Максимальные концентрации диноцист зафиксированы в проливе Лонга, т.е. в районах, подверженных отепляющему (0.5–1.0°) влиянию беринговоморских вод, и соленость в которых превышает 24. Наибольшее количество пресноводных зеленых водорослей отмечено в приустьевых районах р. Колымы и в Чаунской губе.

Анализ видового и количественного состава водных палиноморф восточной прибрежной части Восточно-Сибирского моря позволил выделить две ассоциации. Различия их видового состава обусловлены, главным образом, градиентами солености и температуры поверхностных вод.Первая ассоциация характерна для района между Чаунской губой и проливом Лонга (соленость 27–29). Здесь зафиксировано относительно высокое содержание водных палиноморф – до 4350 экз./г. Концентрации цист динофлагеллат варьируют от 2120 до 3731 цист/г, что особенно интересно, так как данный район Восточно-Сибирского моря характеризуется наиболее суровой ледовой обстановкой на шельфе арктических морей и низкими температурами поверхностных вод. Здесь определены 11 видов диноцист. Наряду с такими холодноводными арктическими видами, как *Islandiniumminutum*, *I.? cezare*s.l., *Echinidiniumkaraense* в видовом составе диноцистхарактерно относительно высокое содержание (до 250 цист/г) *Operculodiniumcentrocarpum* и цист *Pentapharsodiniumdalei*. Кроме того, единично встречаются относительно тепловодные *Spiniferiteselongatus*, распространение которых в восточном секторе Арктики ограничено водами беринговоморского течения. Зеленые водоросли представлены видами*Pediastrumboryanum, P. kawraiskii*и *Botryococcus*cf. *braunii,* характерными для рек Сибири. Их суммарное количество крайне невелико и составляет в среднем 125 экз./г. Также в этом районе отмечено высокое содержание органических остатков фораминифер – до 411 экз./г.

По полученным данным выполнена оценка распределения значений АН-критерия и CD-критерия, которые в настоящее время находят все более широкое применение в палеореконструкциях гидрологических условий в арктических морях. CD-критерий представляет собой отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат. Его значения в этом регионе крайне низкие и составляют в среднем 0.04, что подтверждается относительно низким поступлением в этот район моря пресных вод. АН-критерий – это отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentapharsodiniumdalei*) к цистам гетеротрофных видов. Значения АН-критерия в этом районе моря достигают 0.2, что несомненно указывает на присутствие здесь отепляющего влияния беринговоморских вод.

Вторая ассоциация водных палиноморф характерна для прибрежных районов р. Колымы и Чаунской губы, где соленость поверхностных вод не превышает 24. Здесь содержание водных палиноморф снижается и составляет в среднем 2321 экз./г. Концентрации диноцист составляют 1220 цист/г, и резко снижается их видовое разнообразие. В видовом составе диноцист преобладают характерные для арктических морей цисты гетеротрофных холодноводных эвригалинных видов динофлагеллат*Islandiniumminutum*, *I.? cezare*s.l., *Echinidiniumkaraense*. Эти виды адаптированы к условиям низкой солености поверхностных вод и характерны для полярных широт. Обычно их высокое процентное содержание в осадках характерно для районов с продолжительным ледовым покровом (более 9–10 месяцев в году) и летними температурами, редко превышающими 7°С. Концентрации пресноводных зеленых водорослей, напротив, возрастают и составляют здесь в среднем 503 экз./г. Их высокая численность, а также высокое содержание акритархи*Radiospermacorbiferum* (400 экз./г) объясняется опресняющим воздействием речного стока на прибрежные воды.Значения CD-критерия в этом районе моря в результате опреснения повышаются и составляют в среднем 0.39. АН-критерий, напротив, не превышает 0.02, что указывает на отсутствие влияния беринговоморских вод и преобладание в составе диноцист холодноводных гетеротрофных видов.

Установленные особенности формирования ассоциаций микроводорослей в поверхностных осадках могут служить детальной методической основой для выполнения палеогеографических реконструкций при изучении верхнечетвертичных осадков восточного сектора Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08497а).

МОРФОТИПИКА ПЕРВОГО И ВТОРОГО ВЕРХНИХ МОЛЯРОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КОПЫТНЫХ ЛЕММИНГОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ

Д.В. Пономарев[1], А.Ю. Пузаченко[2]
[1]*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*
[1]*Институт географии РАН, Москва, Россия,* ponomarev@geo.komisc.ru, andreypuzak@gmail.com

MORPHOTYPICAL TRAITS OF THE FIRST AND SECOND UPPER MOLARS OF THE PLEISTOCENE COLLARED LEMMINGS IN THE NORTHEAST OF EUROPE

D.V. Ponomarev, Institute of Geology of KSC, UB, RAS, Syktyvkar, Russia;
A.Yu. Puzachenko, Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia

Среди палеозоологов и геологов нет единства в оценках возраста местонахождений костных остатков копытных леммингов на северо-востоке Европы (Гуслицер, Исайчев, 1980; Гуслицер, 1981; Кочев, 1993; Смирнов и др., 1997; Смирнов, 1999; Андреичева 2002). Недоверие к радиоуглеродным датировкам приводит к удревнению возраста ряда позднеплейстоценовых ориктоценозов (Кочев, 1993), что было показано Н.Г. Смирновым (1996). Опора на морфологию леммингов без учета геологических данных ведет в ряде случаев к омоложению возраста местонахождений (Смирнов, 1999), с чем не соглашаются геологи (Андреичева, 2002; Андреичева, Марченко-Вагапова, 2007).

Методами многомерной статистики были проанализированы 32 выборки разного возраста из местонахождений северо-востока Европы, хранящиеся в музее им А.А. Чернова (ИГ Коми НЦ УрО РАН, г Сыктывкар). Материалы включают как собственные сборы, датированные по ^{14}C в рамках проекта COMSEC, так и многочисленные материалы, полученные в результате масштабных работ Б.И. Гуслицера. В работе использовался количественный морфологический метод, заключающийся в оценке степени развития новой зубной лопасти (треугольника) по ее относительному размеру и по характеру искривления (выемки) новообразованной эмалевой грани (Кочев, 1983; Смирнов и др., 1997). Данная методика была слегка изменена для того, чтобы лучше оценить сложность задней части зуба. Стадии зубной системы выделялись по принципам, предложенным Н.Г. Смирновым и др. (1997).

Использование слегка модифицированной методики оценки выраженности выемки на первом и втором коренных зубах практически не сказалось на оценках уровня развития зубов по сравнению с предшественниками (Кочев, 1993; Смирнов и др., 1997, Смирнов, 1999), за исключением немного завышенной доли продвинутых морфотипических классов в наших материалах, что, в общем, вполне ожидаемо.

Лемминги морфы 2 *D. simplicior* обитали в регионе в позднепечорское (позднеднепровское) время (Гавриловка, Большая Слуда и, скорее всего, Лая-4), которых в ранневычегодское (раннемосковское) время сменили животные морфы 3 (Лая-3, Серчейю-1) и *D. simplicior–guilielmi* (Чулей, Шапкина-4). Вероятно, в поздневычегодское и в сулинское (микулинское) время здесь обитали лемминги морф *D. guilielmi–simplicior* и морфы 1 *D. guilielmi*, остатки которых пока не найдены на исследуемой территории.

В начале и, возможно, в конце раннего валдая (лайское время) обитали лемминги морфы 2 *D. guilielmi* (Серчейю-3, 4, 5; Шапкина-3, Лая-2, верхний горизонт Кипиево). В конце интервала и в бызовское (средневалдайское) время появились животные морфы 3 этого вида (Серчейю-6, Рябово, Нижний Двойник), которые просуществовали в регионе на протяжении позднего валдая (полярное время) (Уньинская, Студеная-5, Щугер-4) до плейстоцен-голоценового рубежа (Пижма-1). Лемминги следующей стадии *D. guilielmi–torquatus* обитали с последнего ледникового максимума (Медвежья, бурый суглинок Б), в позднеледниковье (Седью-1, Шапкина-1) и дожили до раннего голоцена (Кожим-1).

Стадии развития зубной системы леммингов в регионе не всегда последовательно сменяли друг друга, а часто одновременно сосуществовали популяции, находящиеся на разных стадиях. Существенные различия рисунка жевательной поверхности зубной системы копытных леммингов из одновозрастных местонахождений, наблюдаемые в пределах одного региона, подтверждают известное мнение о мозаичном характере морфотипической изменчивости и относительно независимой, параллельной эволюции зубной системы в популяциях копытных леммингов. Очевидно, что при такой картине морфологического разнообразия ископаемых леммингов региона особую актуальность приобретают молекулярно-генетические методы исследования фоссильных остатков для того, чтобы выяснить потомками каких палеопопуляций являются животные, обитающие здесь сейчас.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ №№ 15-04-03882, 13-05-00056.

Список литературы:

Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. – Екатеринбург: УрО РАН, 2002. – 323 с.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т. И. Неоплейстоцен Европейского севера России: стратиграфия, палеогеография и палеоклиматы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, – № 4. – С. 84–100.

Гуслицер Б.И. Сопоставление разрезов плейстоценовых отложений бассейнов Печоры и Вычегды по ископаемым остаткам грызунов // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. – М., 1981. – С. 28–37.

Гуслицер Б.И., Исайчев К.Й. Копытные лемминги из плейстоценовых отложений р. Лай // Фанерозой Севера Европейской части СССР. – Сыктывкар, 1980. – С. 81–95. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; Вып. 33).

Кочев В.А. Количественная оценка изменчивости жевательной поверхности коренных у копытных леммингов // Морфологические особенности позвоночных животных Украины (отв. ред. С.Ф. Манзий). – Киев: Наук. думка, 1983. – С. 59–62.

Кочев В.А. Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европы и их стратиграфическое значение. – СПб.: Наука, 1993. – 113 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – Вып. 38. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – С. 121–122.

Смирнов Н.Г. Новое в четвертичной палеотериологии европейского Северо-Востока // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. – Сыктывкар, 1999. – Т.II. – С. 286–288.

Смирнов Н.Г. Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала: Сб. науч. тр. – Екатеринбург: Изд-во Екатеринбург, 1996. – С. 39–83.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. – М.: Наука, 1986. – 145 с.

Смирнов Н.Г., Головачев И.Б., Бачура О.П., Кузнецова И.А., Чепраков М.И. Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Челябинск: Изд-во Рифей, 1997. – С. 60–90.

МОРФОЛОГИЯ ПЕРВОГО НИЖНЕГО МОЛЯРА УЗКОЧЕРЕПНЫХ ПОЛЕВОК ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА

Д.В. Пономарев[1], А.Ю. Пузаченко[2]

[1]*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*

[2]*Институт географии РАН, Москва, Россия,* ponomarev@geo.komisc.ru, andreypuzak@gmail.com

MORPHOLOGY OF THE FIRST LOWER MOLAR OF THE LATE QUATERNARY NARROW-HEADED VOLES IN NORTHEASTERN EUROPE

D.V. Ponomarev, Institute of Geology of KSC, UB, RAS, Syktyvkar, Russia;
A.Yu. Puzachenko, Institute of Geography, RAS, Moscow, Russia

Материал представлен 20 выборкамим1 полевок из пещерных и аллювиальных местонахождений северо-востока Европы возрастом от раннего валдая до раннего голоцена (собственные сборы и материалы Б.И. Гуслицера). Для сравнения использовались данные по морфологии современных и позднечетвертичных узкочерепных полевок из местонахождений Приуральской Субарктики, опубликованные И.Б. Головачевым и др. (2001), а также материалы из Лобвинской пещеры (раскопки П.А. Косинцева, 2008 г.), расположенной на восточном склоне на границе Северного и Среднего Урала. Сравнительный материал по современным полевкам получен из погадок, собранных в Большеземельской тундре и на хребте Пай-Хой.

Оценивались морфотипические параметры параконида(выраженность выемки на буккальной стороне) первого нижнего моляра по количественной методике (Головачев и др., 2001), общая длина и ширина зуба. Результаты измерений обрабатывались методами многомерной статистики.

Установлено, что форма антероконида изменялась независимо от размеров зуба. Главная ось многомерного морфопространстваD1 не коррелирует с возрастом местонахождений. Следует отметить в целом очень высокий уровень изменчивости,при отсутствии выраженного временного тренда изменений.Единственная отмеченная закономерность – это высокая частота встречаемости самых простых морф в ранневалдайских выборках, т.е. по соотношению морфотипов и морфотипических классов хорошо отличаются от остальных только самые древние ранневалдайский выборки. Классификация выборок по средней мере сходства (MMD) разбивает все местонахождения на две группы, которые с возрастом выборок никак не связаны.

Ни частоты отдельных морф, ни первая координата морфо-пространства (D1), ни мера морфотипического разнообразия не показали корреляции с климатической переменной T, $\delta^{18}O$. Мера разнообразия (индекс Шэннона) варьирует в очень широких пределах. Морфотипического разнообразие имеет тенденцию к росту во времени, а наивысшие его значения приходятся на самый конец плейстоцена (11 тыс. лет). Устойчивые временные тренды соотношений морфотипов не были установлены, т.к.выборки с относительно высоким содержанием как архаичных, так и продвинутых морф датируются всем рассматриваемым временным интервалом, за исключением только двух самых древних ранневалдайских выборок.

Второй главный фактор (D2) связан с размерами зуба. Установлена тенденция к уменьшению зуба в конце плейстоцена, хотя относительно длинные моляры характерны и для позднего валдая, что не соотносится с основным трендом. Современные и позднеголоценовые полевки северо-востока Европы обычно крупнее позднеплейстоценовых животных региона, особенно по ширине зуба, но размерная изменчивость среди всех субарктических популяций современных полевок очень велика.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ №№ 15-04-03882, 13-05-00056.

Список литературы:

Головачев И.Б., Смирнов Н.Г., Добышева Э.В., Пономарев Д.В. К истории современных подвидов узкочерепной полевки // Современные проблемы популяционной, исторической и прикладной экологии. Материалы конф. молодых ученых. – Екатеринбург, 2001. – Вып.. 2. – С. 49–57.

РОЛЬ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ МОРФОСТРУКТУРЫ ЮЖНОГО СКЛОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

В.И. Попков[1], О.Ю. Крицкая[1], А.А. Остапенко[1], И.Е. Дементьева[1], О.Н. Быхалова[2]
[1] *Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,* geoskubsu@mail.ru
[2] *Государственный природный заповедник «Утриш», Анапа, Россия,* geoskubsu@mail.ru

THE ROLE OF SEISMOTECTONIC PROCESSES IN THE FORMATION MORPHOSTRUCTURES SOUTHERN SLOPE OF THE NORTHWEST CAUCASUS

V.I. Popkov, O.Y. Kritskaya, A.A. Ostapenko, I.E. Dementeva, Kuban State University, Krasnodar, Russia;
O.N. Byhalova, State Natural Reserve "Utrish", Anapa, Russia

Южный склон Северо-Западного Кавказа и прилегающая акватория Черного моря характеризуется высокой сейсмической активностью. Одним из наиболее активных участков является участок Черноморского побережья между Анапой и Новороссийском. Здесь же сосредоточены уникальные для Черноморского побережья Кавказа крупные обвально-оползневые структуры, которые по ряду характерных признаков можно отнести к сейсмогравитационным деформациям.

Несмотря на масштабность этого явления, изучены деформации недостаточно. Нет единства среди исследователей во взглядах не только о количестве деформаций, их границах, но и о генезисе и условиях образования. При этом диапазон мнений достаточно широк: одни авторы считают их сейсмотектоническими, другие – сугубо гравитационными (Летавин и др., 1987; Несмеянов и др., 1987; Островский, 1970; Палеосейсмогеология.., 1979; Хромовских и др., 1984; Щеглов, 1983 и др.).

Проведенные нами в 2014 г. полевые исследования, а также дешифрирование космических снимков позволили составить детальную карту сейсмогравитационных деформаций южного склона Северо-Западного Кавказа, существенно уточнить их морфометрические параметры, изучить характер слагающих данные образования отложений, а также провести типизацию структур и наметить последовательность их образования. Основные результаты следующие.

Установлено, что максимальной сейсмотектонической переработке южный склон Северо-Западного Кавказа подвергся на участке Черноморского побережья между устьем р. Сукко и междуречьем р. Дюрсо и р. Озерейка (рис.). Протяженность его 23 км. Этот участок склона подвергся тотальной сейсмотектонической переработке, практически не оставившей здесь «живого места». Сейсмогравитационные деформации достаточно четко выделяются в рельефе и на космоснимках. В верхней части склона расположены оползневые цирки, стенки отрыва и рвы отседания, в настоящее время уже в той или иной степени переработанные экзогенными процессами.

Намечается два главных типа деформаций, определяющих морфоструктурный облик описываемой территории. Первый тип представляет собой сложнопостроенные сейсмогравитационные потоки полностью дезинтегрированных коренных горных пород (палеогеновый флиш). Состоят они из отдельных разноразмерных оползневых тел, усложняющих их строение и отражающих, возможно, многоэтапность процесса образования. Сложены они песчано-глинисто-щебенистым материалом, представляющим собой своеобразный матрикс, в который включены совершенно не окатанные обломки и глыбы песчаника и алевролита, а также блоки коренных пород, сохранивших свою исходную слоистую структуру. Размеры последних колеблются от первых до нескольких десятков метров. Языки оползневых тел, подходящих к береговой линии, легко разрушаются волнами, тонкообломочный материал уносится в море, а на пляже остаются остроугольные глыбы.

Для обвально-оползневых тел характерен типичный для таких образований бугристый рельеф, отчетливо читающийся на космоснимках. Хорошо индицирует эти структуры и эрозионная сеть. Более древние и проработанные эрозионные долины коренных склонов резко срезаются границами отрыва и в пределах оползневых тел они отсутствует. Здесь может иметь место своя сеть небольших слабо выраженных более молодых временных водотоков.

Выделяется три крупных сейсмогравитационных потока: Утришский, Малый Утришский и заключенный между ними Лагунный (на рис. 1 №№ 1, 4 и 3 соответственно). Причем самым крупным принято считать древний оползень в районе м. Утриш. Изучение прибрежных батиметрических карт показало, что значительная часть оползневых тел располагается в море, формируя крупные веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа на продолжении обоих Утришских мысов, прослеживающиеся до глубины 50 м. Амплитуда высот у всех обвально-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть). При этом наиболее крупным оказался Мало-Утришский оползень. Его длина (включая подводную часть) – 5,1 км при максимальной ширине 3,6 км.

Размеры Утришского оползня: длина – 3,3 км, ширина – 3,1 км. В верхней половине оползня располагается живописная стенка сейсмогенного отрыва высотой около 100-120 м (включая нижнюю коллювиальную часть склона). Между ней и отсевшим к югу блоком располагается ров шириной в 100 м. Эту стенку принято считать северной границей оползня. Однако, полевые наблюдения и материалы космофотосъемки показали, что и выше стенки отрыва поверхность склона также имеет типичный оползневой рельеф. Здесь отмечается обширное понижение с бугристой поверхностью и отдельными отторженцами, отделившимися от основного склона по более древней линии отрыва, располагающейся выше по склону. Все это свидетельствуют о более молодом времени образования нижнего отрыва, рассекшего основной оползень. Прослеживается данный отрыв как к

северо-западу, так и юго-востоку от Утришского оползня примерно от меридиана п. Варваровка до Лобановской щели, осложняя на всем протяжении более ранние сейсмодеформации. Его образование, несомненно, связано с более поздними крупными сейсмическими событиями.

Между сейсмогравитационными Утришскими структурами в районе так называемых лагун расположен еще один оползень. Его ширина 3,3 км, длина – 3,5 км. В пределах суши он отличается также хорошо выраженным бугристым рельефом. Слагающие его более мелкие оползневые тела в виде языков вдаются в море. Между ними образуются заливы, отделенные в настоящее время от моря пересыпями, что приводит к формированию лагун и озер. Морфология подводной части оползня иная, чем у Утришских. Поверхность дна здесь практически плоская и не дифференцированная. Возможно, что этот оползень более древний и здесь успело «поработать» море, или же это обусловлено вещественным составом отложений, либо другими причинами. Аналогичное строение имеет и морское продолжение более восточных оползней.

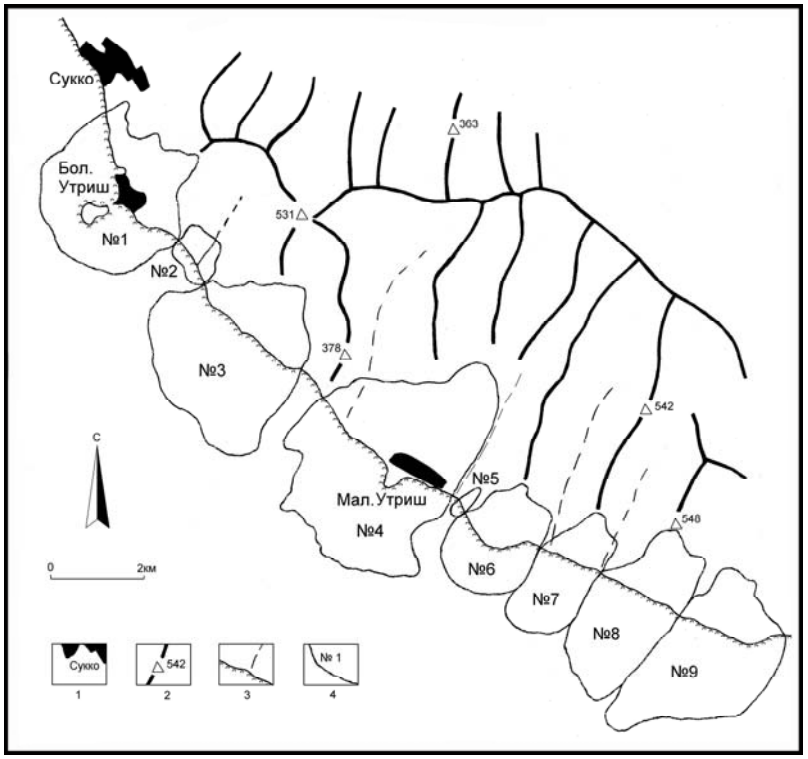


Схема сейсмогравитационных деформаций южного склона Северо-Западного Кавказа. 1 – населенные пункты; 2 – водоразделы и абсолютные отметки высот; 3 – береговая линия и тальвеги ущелий; 4 – наиболее крупные сейсмогравитационные деформации.

Между этими интенсивно переработанными участками склона Северо-Западного Кавказа располагаются относительно слабо нарушенные блоки с иной морфоструктурой. Склоны гор и слагающие их флишевые отложения палеогена, хотя и подверглись серьезной сейсмической переработке, но это не привело к таким разрушениям коренных пород, как в вышеописанных деформациях. В результате здесь широко представлены деформации в виде отседания склонов гор с образованием обратных поверхностных наклонов, обвальные, оползне-обвальные, оползневые смещения, каменные осыпи. В береговых склонах и обрывах можно наблюдать небольшие подвисшие скальные оползни соскальзывания.

Строение оползших блоков, сложенных палеогеновым флишем, можно наблюдать в отвесных береговых обрывах. Залегание пород здесь практически не отличается от обычного и если не знать, что мы имеем дело с крупным оползневым блоком, можно принять за коренное. Характерной особенностью является высокая трещиноватость пород. Трещины молодые, близвертикальные, расположенные вдоль азимута смещения блока. Часто по ним происходит выкалывание пород в обрыве с образованием небольших ниш. Вдоль обрывов развиты осыпи и обвалы, в том числе совсем свежие. Размеры глыб могут достигать первых метров. Пляж на таких участках сложен крупной галькой и валунами.

В береговых обнажениях виден контакт таких блоков с оползнями первого типа. Контакт резкий без видимых переходов.

Таким образом, полученные результаты позволяют расширить наши представления о строении и геодинамике зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины, развитии здесь опасных геологических процессов. Особенно актуальным исследование сейсмогравитационных деформаций является в рамках оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений для данной территории. Возможной причиной столь высокой современной геодинамической активности региона может быть поддвиг (псевдосубдукция) вала Шатского под складчато-орогенные сооружения Кавказа. Вероятность последнего отмечалась в публикациях ряда исследователей, в том числе и в наших работах (Попков, 2006, 2010 и др.).

Работа выполнена при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края (грант 13-05-96507 р_юг_а).

Список литературы:

Летавин А.И., Перерва В.М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности краевой зоны Северо-Западного Кавказа.– М.: Наука, 1987.– 88 с.

Несмеянов С.А., Шмидт Г.А., Щеглов А.П. Морфоструктурное положение сейсмодислокаций южного склона Западного Кавказа // Геоморфология. – 1987.– № 3.– С.–74-78.

Островский А.Б. Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории // Комплексные исследования Черноморской впадины.– М.: Наука, 1970.– С. 46-58.

Палеосейсмогеология Большого Кавказа.– М.: Наука, 1979.– 187 с.

Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений.– М., Наука, 1984.– 144 с.

Щеглов А.П. К вопросу о возрасте палеосейсмодислокаций Черноморского побережья Кавказа // Сообщения АН ГССР. –1983.– №3.– С. 549-551.

Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады РАН.–2006. – Т. 411.– № 2.– С.223-225.

Попков В.И. Структурная геология зоны сочленения Черноморской впадины и Кавказа // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ.– 2010. – № 15. – С. 21-28.

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОЛИТИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА «БОЯРИН-6», ОСТРОВ РУССКИЙ

А.Н. Попов[1], Б.В. Лазин[1], Ю.А. Микишин[2], Х.А. Арсланов[3]

[1]*Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия*, poparchaeo@mail.ru

[2]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия*, yurimikishin@fegi.ru

[3]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* arslanovkh@mail.ru

RADIOCARBON DATING OF THE SEDIMENTS IN NEOLITHIC SITE «BOYARIN-6», RUSSIAN ISLAND

A.N. Popov, B.V. Lazin, Far East Federal University, Vladivostok, Russia;
Yu.A. Mikishin, Far East Geological Institute, Vladivostok, Russia;
Kh.A. Arslanov, Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Памятник Боярин-6 лежит на западе о. Русский, на побережье пролива Старка (рис.). Размеры памятника составляют 100 х 80 м. Он располагается на сочленении подножия низкого холма и заболоченной береговой террасы бухты Боярин. Абсолютная высота территории, занимаемой памятником, составляет 4–7 м, уклон в сторону моря – 5º–7º. Она поросла кустарником и редкими низкими деревьями. По результатам разведочных работ, было известно, что памятник многослойный, и на нём представлены материалы эпохи палеометалла, раннего этапа зайсановской культуры позднего неолита и бойсманской культуры среднего неолита Приморья. В 2013–2014 гг. было проведено комплексное исследование памятника, отложения которого представлены обширной раковинной кучей, содержащей, в основном, материалы бойсманской культуры среднего неолита.

Стратиграфия раскопа сверху вниз представлена следующими слоями: 1 – дерново-гумусовый горизонт современной почвы (мощность 3–15 см); 2 – тёмно-коричневый гумусированный суглинок с небольшим количеством дресвы и мелкого щебня (5–10 см); 3 – коричневый суглинок с обломками раковин (7–17 см) – первый жилой уровень, с остатками зольников; 4 – первая пачка целых створок раковин морских моллюсков (до 10 см); 5 – коричневый суглинок с битой ракушей (5–20 см) – второй жилой уровень с зольником и остатками постройки; 6 – вторая пачка целых створок раковин морских моллюсков (до 18 см); 7 – третья пачка целых раковин морских моллюсков (до 15 см); 8 – тёмно-коричневый суглинок с крошкой раковин (до 13 см) – третий жилой уровень; 9 – четвёртая пачка целых створок раковин морских моллюсков (до 5 см); 10 – коричневый суглинок с битой ракушей (до 10 см) – четвёртый жилой уровень; 11 – коричневый суглинок с битой ракушей (до 5 см) – пятый жилой уровень; 12 – суглинок коричневый, жирный на ощупь, с небольшим количеством крошки раковин (3–10 см) – шестой жилой уровень с остатками зольников; 13 – оранжево-коричневый суглинок с дресвой (3–13 см); 14 – дресва оранжево-коричневого цвета – материк.



Схема расположения неолитического памятника «Боярин-6»

В слоях 1 и 2 встречены единичные фрагменты керамики зайсановской культуры позднего неолита и бойсманской культуры среднего неолита, а также современные материалы. Слой 3 содержит материалы обеих неолитических культур, при этом зайсановский материал тяготеет к верхней части слоя, в то время как бойсманский – расположен в толще равномерно. Слои 4–11 содержат материалы бойсманской культуры.

Костяные и каменные изделия памятника являются характерными для бойсманской археологической культуры в целом (Попов и др., 1997). Костяные изделия представлены фрагментами изделий с пришлифованными поверхностями, образованными зачастую в результате использования. Каменные артефакты характеризуются набором, типичным для бойсманской археологической культуры: двусторонне ретушированные лавролистные наконечники дротиков из серого кремнистого сланца; иволистный наконечник стрелы, выполненный тонкой двусторонней отжимной ретушью; лавролистный наконечник стрелы с широким пером и узким насадом, изготовленный тонкой двусторонней отжимной ретушью.

Керамический материал бойсманской культуры представлен, в основном, фрагментами посуды. В целом посуда тонкостенная – 2–5 мм. Донья, только плоские, имеют толщину до 7 мм. Археологически целых сосудов не обнаружено, их формы восстанавливаются частично. Преобладают слабопрофилированные банки и горшки с широким дном и слабо выпуклым туловом без горловины, с прямым или слегка отогнутым внутрь или наружу венчиком. Орнаментальное поле занимает 2/3 верхней части сосуда, или полностью его внешнюю поверхность.

Ведущим элементом декора выступают оттиски гребенчатого или одиночного штампа, выполненные штампованием или отступающее-накольчатым приёмом. Морфологические и орнаментальные признаки керамического комплекса среднего неолита памятника «Боярин-6» характеризуют наиболее ранние, 1 и 2, этапы бойсманской керамической традиции, выделенные по результатам исследований памятника «Бойсмана-2» и датированные в интервале 6700–5900 ^{14}C л.н. (Морева, 2005).

Для уточнения возраста отложений памятника «Боярин-6» было проведено радиоуглеродное датирование образцов раковин морских моллюсков, костей млекопитающих и древесных углей из нижнего, среднего и верхнего горизонтов раковинной кучи. Датирование было выполнено в радиоуглеродной лаборатории института наук о Земле Санкт-Петербургского университета под руководством Х.А. Арсланова. Всего было получено 6 датировок (табл.). Приведение значений радиоуглеродного возраста в календарный сделано на основании калибровочной программы «CalPal2007_HULU» Кёльнского университета (www.calpal-online.de).

Радиоуглеродные датировки отложений памятника «Боярин-6»

№ п/п	№ лаб.	Горизонт, глубина отбора, см	Материал	Возраст образца, лет	
				Радиоуглеродный	Калиброванный (Календарный)
1	Лу-7609	Верхний, 15–20	Раковины моллюсков	4540±80	5190±120
2	Лу-7611	Верхний, 25–30	Древесный уголь	4300±120	4890±200
3	Лу-7668	Средний, 25–35	Кости млекопитающих	4740±160	5420±200
4	Лу-7608	Средний, 30–35	Раковины моллюсков	4570±70	5250±150
5	Лу-7605	Нижний, 10–15	Раковины моллюсков	5620±80	6420±80
6	Лу-7610	Нижний, 60–70	Древесный уголь	5920±210	6780±250

Результаты датирования, в целом, показали соответствие возраста памятника «Боярин-6» возрасту Бойсманской неолитической культуре. Первый этап заселения памятника (формирование нижнего горизонта раковинной кучи) происходил около 5900–5600 л.н. / 6800–6400 календарных л.н., что соответствует началу позднего атлантика, по геохронологической шкале голоцена Блитта-Сернандера-Нилльсона (Хотинский, 1977, 1987). Второй этап развития поселений на памятнике (накопление среднего горизонта раковинной кучи) протекал около 4700–4600 л.н. / 5400–5250 календарных л.н., в конце позднего атлантика. Для последнего эпизода поселений на памятнике (формирование верхнего горизонта раковинной кучи) получены даты в интервале от 4550 до 4300 л.н., соответствующие 5200–4900 календарным годам. Они относят завершающий эпизод к началу суббореального периода голоцена, отличавшегося значительным похолоданием климата, в том числе и в Приморье (Хотинский, 1977; Павлюткин и др., 1983; Микишин, Гвоздева, 2012). Учитывая основную ориентацию бойсманской неолитической культуры на эксплуатацию прибрежно-морских ресурсов в тёплых климатических условиях атлантического периода голоцена, следует признать маловероятным продолжение её развития в холодных климатических условиях раннего суббореала. Накопление верхнего горизонта раковин, скорее всего, завершилось около 4600 л.н. / 5250 календарных л.н., как и среднего уровня. Этому заключению, впрочем, не сильно противоречит и датировка по раковинам Лу-7609 – 4540±80 л.н. (таблица), которая может показывать более молодой возраст, из-за изотопного обмена с более молодыми карбонатами грунтовых вод, чем органические образцы. Дата по древесному углю Лу-7611 – 4300±120 л.н. / 4890±200 календарных л.н., полученная из этого же верхнего горизонта памятника, отвечает времени развития зайсановской культуры позднего неолита Приморья.

Новые материалы по радиоуглеродному датированию отложений памятника «Боярин-6» позволили, таким образом, существенно уточнить периодичность в развитии бойсманской археологической культуры Приморья, установленную в прежние годы.

Исследование выполнено при поддержке Научного фонда Дальневосточного федерального университета.

Список литературы:

Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. Палеогеография побережья зал. Ольга (Восточное Приморье) в среднем голоцене // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. – 2012. – № 10. – С. 325–334.

Морева О.Л. Керамика бойсманской культуры (по материалам памятника Бойсмана-2): автореф. дис...канд. ист. наук. – Владивосток, 2005. – 26 с.

Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Белянина Н.И. Оковитая Н.А., Лобанова Л.А. Голоценовые отложения бассейна р. Раздольной (юго-западное Приморье) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. – С. 43–53.

Попов А.Н., Чикишева Т.А., Шпакова Е.Г. Неолит Южного Приморья (бойсманская археологическая культура) – Новосибирск: Изд-во ИАиЭТ СО РАН, 1997. – 96 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 199 с.

Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. К XII конгрессу ИНКВА (Канада, 1987 г.) / отв. ред. Я.-М.К. Пуннинг и др. – М.: Наука, 1987. – С. 39–45.

Weninger B., Jöris O., Danzeglocke U. Cologne radiocarbon calibration & paleoclimate research package. CALPAL_A (Advanced) in the Ghost of Edinburgh Edition, 2002. Universitat zu Köln, Institut fur Ur-und Fruhgeschichte, Radiocarbon Laboratory. Weyertal 125, D-50923. – Köln., 2005, 2007. [Электронный ресурс] – режим доступа: http://www.calpal-online.de.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ЛУЗАНОВОЙ СОПКИ (ОЗ. ХАНКА, ПРИМОРЬЕ)

В.К. Попов[1], А.Н. Попов[2], Е.А. Ноздрачев[1]
[1] *Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия,* vladpov@fegi.ru
[2] *Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия,* popov.an@dvfu.ru

NEW DATA ON VOLCANIC GLASS GEOCHEMISTRY FROM ARCHAEOLOGICAL SITES FROM LUSANOVA SOPKA (KHANKA LAKE, PRIMORYE)

V.K. Popov, E.A. Nozdrachev Far East Geological Institute, Vladivostok, Russia;
A.N. Popov Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russia

Изучение геохимического состава обсидиановых орудий в первобытных культурах Приморья ведется более 20 лет. Основные результаты исследований изложены в ряде статей (Попов, Шекли, 1997; Kuzmin et al., 1999, 2002; Doelman et al., 2004, 2008; Попов и др., 2006, 2010) и коллективной монографии "Вулканические стекла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты" (2000). Основным методом исследований является нейтронно-активационный анализ вулканических стекол, с последующим выделением статистически обоснованных групп образцов с характерным химическим составом, отражающих источники обсидиана и связанные с ними артефакты (Glascock et al., *1998*). В последнее десятилетие в мировой практике геоархеологических исследований изучение вещественного состава артефактов проводится с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного (XRF) метода с использованием портативной аппаратуры (Williams-Thorpe et al., 2009; Pantazis et al., 2002; Вотяков, 2006; Emery et al., 2007). Его основным достоинством является то, что он является неразрушающим, а небольшие размеры прибора позволяют использовать его в полевых условиях. Первый опыт использование данного метода при изучении химического состава вулканических стекол из археологических памятников и коренных источников о-ва Итуруп и о-ва Хоккайдо показал, что полученные результаты сопоставимы с данными, полученными «классическими» нейтронно-активационным (NAA) и масс-спектрометрическим (ICP-MS) методами (Ноздрачев, Попов, 2014). В данном сообщении приводятся результаты изучения 65 образцов обсидиана неолитического памятника Лузанова Сопка 5 (оз. Ханка, Приморье), полученные с помощью XRF метода, а также 18 образцов обсидиана памятников Лузанова Сопка 2, 5 и 3, изученные ранее NAA методом (Попов и др., 2006).

Определение концентраций элементов (Ti, Mn, Fe, Zn, Pb, Rb, Sr, Y, Zr, Nb) в вулканических стеклах проводилось на портативном рентгенофлуоресцентном анализаторе Alpha-6000 (Innov-X Systems, США), укомплектованном рентгеновской трубкой с Ta-анодом, полупроводниковым детектором Si-PIN с разрешением 200 эВ при 5.9 кэВ. Анализ проводился при напряжении 40 кВ и токе 15 мкА, Al фильтре первичного рентгеновского излучения толщиной 2 мм. В каждой точке образца проводилось по 3-4 измерения продолжительностью (180 секунд каждый), данные по которым усреднялись.

Результаты анализа микроэлементного состава вулканических стекол показали, что они представлены двумя различными геохимическими типами – обсидианами риолитового и андезитобазальтового состава. Риолитовые стекла по микроэлементному составу близки обсидианам вулкана Пектусан, которые образуют три геохимические группы – РК-1, РК-2 и РК-3 (Popov et al., 2005). Десять изученных образцов оказались идентичны обсидианам группы РК-1 детально описанной в работах (Вулканические стекла…, 2000; Kuzmin et al., 2002; Попов и др., 2005). Остальные образцы (40 ед.) отличаются более высокими концентрациями Rb. Обсидианы группы РК-2 имеют такие же высокие концентрации Rb, однако для них свойственны максимальные для концентрации Zr (>1886 ppm). На бинарных диаграммах Rb–Sr и Rb–Zr точки состава изученных образцов распадаются на три группы, одна из которых соответствует обсидианам РК-1 (рис.). Выделенные группы также различаются по цвету, текстуре, степени просвечиваемости и характеру скола. Полученные данные позволяют сделать предположение о существовании на вулкане Пектусан еще двух ранее не известных субисточников вулканического стекла в составе геохимической группы РК-1 (рис.).

Вулканические стекла базальтового состава (15 образцов) по микроэлементному составу идентичны гиаломеланам (базальтовым обсидианам) из толщи гиалокластитов Шкотовского базальтового плато. На диаграмме Rb-Sr (рис.) точки их состава попадают в поле источника "Базальтовое плато" (ВР) и отвечают составу субисточников ВР-1 – ВР-4, ранее выделенных М. Гласкоком (Вулканические…, 2000).

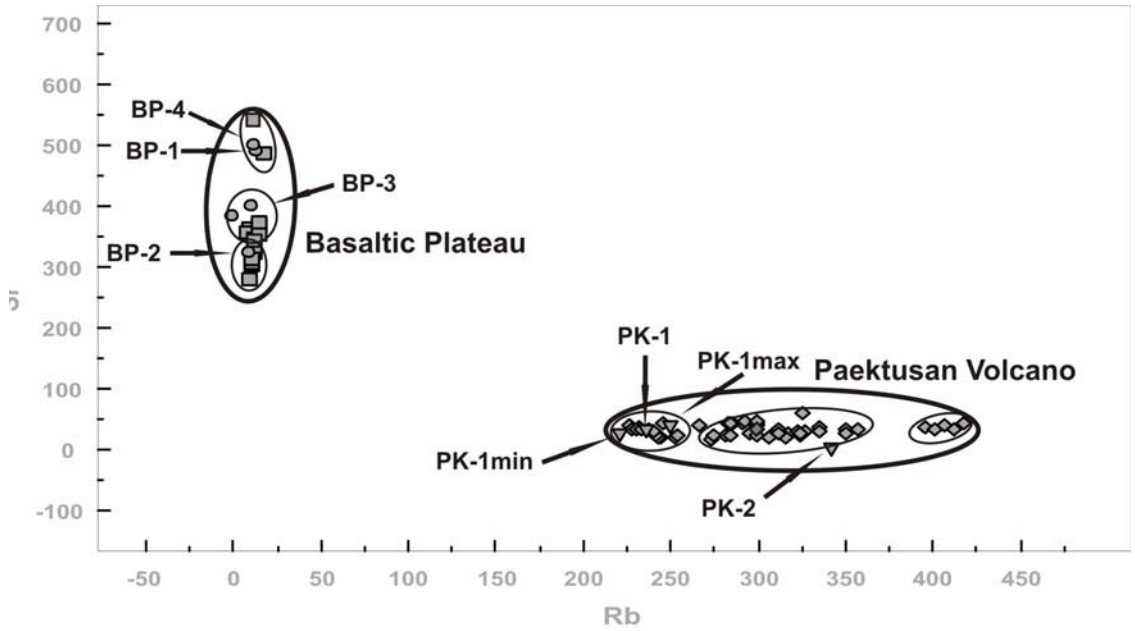
Аналогичные результаты были получены нами ранее при изучении 18 образцов обсидиана из археологических памятников Лузанова Сопка 2, 3 и 5, расположенных на одноименной сопке вблизи оз. Ханка (Попов и др., 2006).

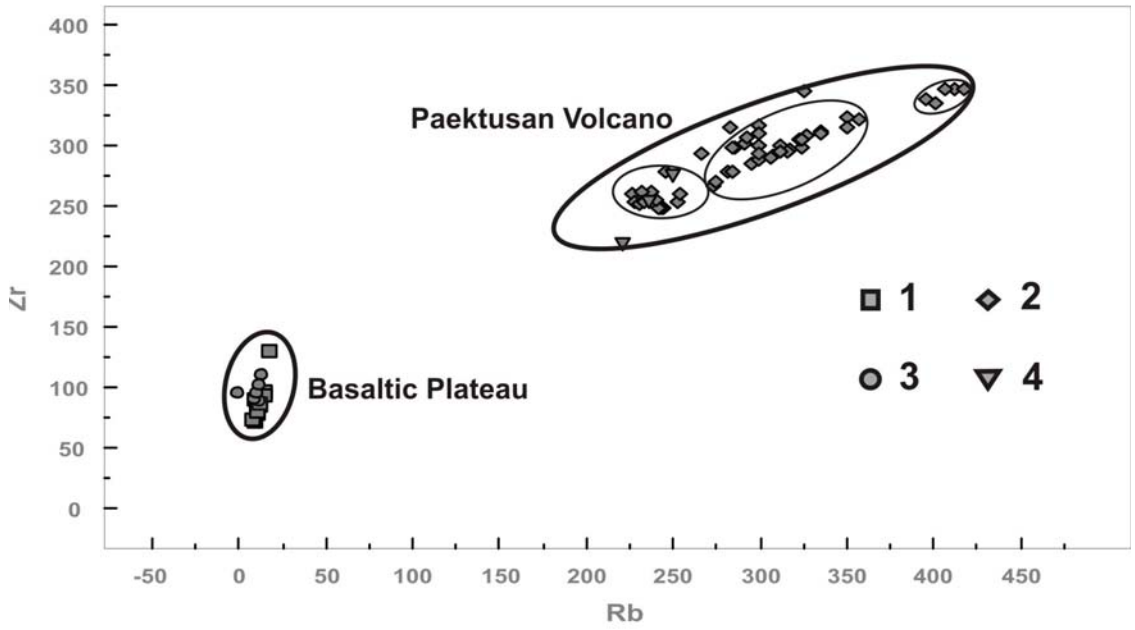
Таким образом, новые геохимические исследования большой коллекции обсидианов из неолитических памятников Лузановой Сопки на берегу оз. Ханка показали, что их коренными источниками являются гиалокластиты, распространенные в основании толщи базальтов Шкотовского плато и вулканические стекла вулкана Пектусан. Полученные данные подтверждают сделанный ранее вывод (Вулканические стекла…, 2000; Kuzmin et al., 2002) о том, что в позднем палеолите и неолите в каменной индустрии Приморья широко использовались как местные, так и удаленные источники обсидиана.

Изучение химического состава археологических образцов ренгенофлуоресцентным методом с использованием портативного оборудования значительно расширяет возможности проведения геоархеологических и

археометрических исследований, в первую очередь, при проведении полевых работ и работе с музейными коллекциями.

Работа подготовлена при поддержке Научного фонда ДВФУ.





Диаграммы Rb–Sr и Rb–Zr для вулканических стекол памятника Лузанова Сопка 5. 1-2 – обсидианы базальтового (1) и риолитового (2) составов памятника Лузанова Сопка 5; 3-4 – средние составы вулканических стекол Шкотовского базальтового плато – Basaltic Plateau (3) и вулкана Пектусан – Paektusan Volcano (4) по (Вулканические стекла…, 2000; Kuzmin et al., 2002). Внутри полей источников тонкой линией выделены поля субисточников (BP-1 – BP-4) и (PK-1 – PK-2) с минимальными и максимальными значениями в группе PK-1.

Список литературы:

Вотяков С.Л. Методы элементного анализа и спектроскопии твердого тела в исследованиях минерального вещества // Современные проблемы геофизики: Седьмая науч. молодеж. шк. по геофизике. – Екатеринбург: УрО РАН, – 2006. – С. 194-197.

Вулканические стекла Дальнего Востока России: геологические и археологические аспекты /Ред. Я.В. Кузьмин, В.К. Попов. – Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, –2000. –186 с.

Попов В.К., Шекли *С.* Обсидиан Приморья: первые результаты археолого-геологической корреляции // Вестник ДВО. –1997 – № 3. – С.77-85.

Попов В.К., Сахно В.Г., Кузьмин Я.В., Гласкок М.Д., Цой Б.-К. Геохимия вулканических стекол вулкана Пектусан // Доклады Академии наук (РАН). – 2005. – Т. 403. – №. 2. – С. 248-252.

Попов В.К., Кузьмин Я.В., Гласкок М.Д., Гребенников А.В., Клюев Н.А., Попов А.Н., Слепцов И.Ю., Батаршев С.В, Крупянко А.А., Крутых Е.Б., Малков С.С. Новые данные по геохимии вулканических стекол из археологических памятни-

ков Приморья (результаты работ 2000-2003 гг.) // Пятые Гродековские чтения: Материалы Межрегион. науч.-практ. конф. "Амур-дорога тысячелетий". – Хабаровск: Хабаровский краевой краеведческий музей им.Н.И. Гродекова, –2006. –Ч. I. – С. 109-118.

Попов В.К., Клюев Н.А., Слепцов И.Ю., Доелман Т., Торренс Р., Кононенко Н.А., Вайт П.. Гиалокластиты Шкотовского базальтового плато (Приморье) – важнейший источник археологического обсидиана на юге Дальнего Востока России // Приоткрывая завесу тысячелетий: к 80-летию Жанны Васильевны Андреевой: сб. науч. тр./ отв. Ред. Н. А. Клюев, Ю.А. Вострецов./– Владивосток: ООО «Рея», – 2010. – С. 295-314.

Doelman T., Kononenko N., Popov V., Summerhayes G., Torrence R., Bonetti R., Guglielmetti A., Manzoni A., Oddone M. Acquisition and movement of volcanic glass in the Primorye region of Far Eastern Russia // Россия и АТР. –2004. – № 4. – С. 112-124.

Doelman, T., Torrence, R., Popov, V., Ionescu, M., Kluyev, N., Sleptsov, I., Pantyukhina, I., White, P. and Clements, M. Source Selectivity: An Assessment of Volcanic glass sources in the Southern Primorye Region, Far East Russia // Geoarchaeology, – 2008, –Vol. 23, –№ 2, –P. 243-273.

Emery V.L., Morgenstein M. Portable EDXRF analysis of a mud brick necropolis enclosure: evidence of work organization, El Hibeh, Middle Egypt // Journal of Archaeological Science, –2007. –Vol. 34. – № 1. – P. 111–122.

Glascock M.D., Braswell G.E., Cobean R.H. A systematic approach to obsidian source characterization // Archaeological obsidian studies: methods and theory /Ed. M.S. Shackley. – New York: Plenum Press, 1998. – P. 15-65.

Kuzmin Y.V., Popov V.K., Glascock M.D., Shackley M.S. Sources of archaeological volcanic glass in the Primorye (Maritime) Province, Russian Far East // Archaeometry. – 2002. – Vol. 44. – No. 4. – P. 505-515.

Kuzmin Y.V., Tabarev AV., Popov V.K., Glascock M.D., Shackley M.S. Geochemical source analysis of archaeological obsidian in Primorye (Russian Far East) // Current Research in the Pleistocene. – 1999. – Vol. 16. – P. 97-99.

Nozdrachev E.A., and Popov V.K. The use of portable XRF spectrometer Alpha-6000 (Innov-X Systems, Inc.) for studying obsidian artifacts from the Primorye Region and the Iturup Island, Russia // COLS International Workshop for Young Scientists. Nagano Town, Nagano Prefecture, Japan. September 18-29, 2014. – P. 24-33.

Pantazis T., Karydas A.G., Doumas C., Vlachopoulos A., Nomikos P., Dinsmore M. X-Ray fluorescence analysis of a gold ibex and other artifacts from Akrotiri. Paper presented at the 9th International Aegean Conference at Yale University, April 18–21, – 2002. – P. 155-160.

Williams-Thorpe O., Potts P.J., Webb P.C., 1999. Field-portable non-destructive analysis of lithic archaeological samples by x-ray fluorescence instrumentation using a mercury iodide detector: comparison with wavelength-dispersive XRF and a case study in British stone axe provenancing // Journal of Archaeological Science, –1999. –Vol. 26. –№ 2. – P. 215–237.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ Р. ЕНИСЕЙ (ПРИУСТЬЕВАЯ ЧАСТЬ Р. НИЖНЯЯ ТУНГУСКА)

Н.Н. Попова
ОАО "Красноярскгеолсъемка", Красноярск, Россия, pnn_kgs@mail.ru

THE QUARTERNARY SEDIMENTARY DEPOSITS OF THE YENISSEY RIGHT BANK OF THE NIZHNYAYA TUNGUSKA MOUTH

N.N. Popova, Krasnoyarsk Geological Survey (Krasnoyarskgeols'yomka), Krasnoyarsk, Russia

Четвертичные отложений правобережья р. Енисей на стокилометровом участке выше устья р. Нижняя Тунгуска (рис.) изучались автором в полевой сезон 2014 г. в ходепроведения работ по созданию Госгеолкарты масштаба 1:1000 000 нового поколения листа Q-45 (Игарка).

Самые древние отложения квартерав пределах Сибирской платформы описывались неоднократно предшественниками в долине Нижней Тунгуски (Архипов, 1960, Файнер, 1980), а также в береговых обнажениях Курейки, Таймуры, Илимпеи (Цейтлин, 1964). Нами они изучались в 2012 г. в левом борту Подкаменной Тунгуски, в районе г. Монастырь.

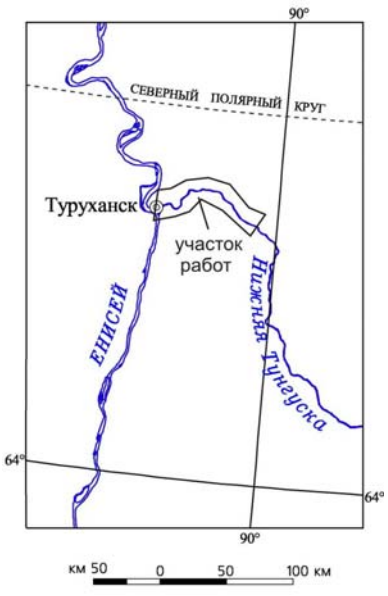


Схема расположения участка работ

На изученном отрезке Нижней Тунгуски они фрагментарно обнажаются в основании разреза и представлены слабосцементированными аллювиальными гравийно-галечными конгломератами с железисто-карбонатным цементом. Чередование материала по гранулометрии создает горизонтальную, либо слабо наклонную вниз по течению слоистость. Среди псефитовой фракции преобладают разнообразные долериты, окремненные породы, кварциты, встречаются сильно выветрелыегальки, мелкие агаты и сердолики. Мощность аллювия в низовьях реки достигает 8 м. Характерной чертой отложений является слабая литификация, хорошая окатанность, ожелезненность, наличие «гнилой» и колотой гальки.

Отложения бедны остатками спор и пыльцы. В единичных пробах выделены лимонитизированные, деформированные зерна хвойных, мелкие формы с грубой сеткой на мешках пыльца «архаичных» сосен (р. PinusподродовHaploxylon и Diploxylon), показательных для низов плейстоцена.

Отложения сопоставляются нами *с рыбинской толщей* верхнего звена эоплейстоцена, выделенной в Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) 2010 г.

Среднечетвертичные отложения в изученном районе представлены аллювиальными косослоистыми серыми песками с примесью хорошо окатанной мелкой гальки и гравия. Слоистость под углом от 5 до 10^{o} подчеркивается изменениями гранулометрического состава (обогащение гравием, мелкой галькой), цвета и включениями древесного угля.

Залегают они с размывом на эоплейстоценовых конгломератах и по данным Ю.Б. Файнера(1980) перекрываются самаровской мореной. Мощность отложений в изученных разрезах не превышает 1 м, по скважинам в долине Енисея может достигать 18 м.

Отложения сопоставляются с *туруханской свитой* тобольского горизонта среднего неоплейстоцена (Унифицированная…, 2010).

В спорово-пыльцевых спектрах содержание пыльцы древесных породдостигает 93,5%, спор до 47,2% при единичных содержаниях травянистых. Среди древесных преобладает пыльца ели (Pinussilvestris), кедра (Pinussibirica), в небольших количествах встречаются мелколиственные Betula, Alnaster.В группе спор отмечаются разнообразные плауны, среди которых преобладают лесотундровые и тундровые виды (Lycopodium dubium, Lycopodium alpinum), выявлены холодолюбивые Selaginellaselaginella. Травянистые представлены единичными зернами злаков, полыни, кипрейных, верескоцветных, осоковых, маревых. Палиноспектры отражают условия северной темнохвойной тайги и лесотундры, которые могли существовать в тобольское время в Тунгусском районе Северо-Сибирской низменности.

Ледниковые отложения самаровского оледенения сохранились фрагментарно на высоких останцах с абс. отм. более 500 м и в береговых обнажениях рек Нижней Тунгуски и Северной за пределами исследованной площади(разрез Голый Яр, Архипов, 1960). В разрезах на р. Северной они представлены 4 горизонтами морены, разделенными гляциофлювиальными отложениями. Основными диагностическими признаками самаровской морены, по данным Ю.Б. Файнера (1980), в этих разрезах является ее чрезвычайная плотность, каменистость и большое количество выветрелой гальки.

На геологической карте масштаба 1:1000 000 второго издания (Государственная…, 1998) они показаны как нерасчлененные образования самаровского и тазовского ледниковых комплексов, в Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири *–бахтинская толща* (Унифицированная…, 2010).

Выше песков туруханской свиты в некоторых разрезах нами отмечались плохосортированные рыхлые сероцветные галечно-валунные суглинки, иногда песчано-галечныес небольшой примесью валунов осадки ледникового комплекса.Валуны и галька разных размеров, до 1,5-2 м, представлены в основном породами трапповой формации – габбро, долеритами, базальтами, туфами.Мощность отложений в правом борту Нижней Тунгуски нижне устья р. Северной достигает 40 м.

По всей долине Нижней Тунгуски многочисленными притокамиразмываются глинистые мелкозернистые пески и супеси ледниковых озер.

Отложения ледникового комплекса интерпретируются нами как *морена, гляциофлювиали гляциолимний муруктинского оледенения* верхнего неоплейстоцена, в Унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири – *ермаковская свита* (Унифицированная…, 2010).От среднечетвертичных ледниковых отложений их отличает бóльшая рыхлость и валунистость.

Аллювий второй надпойменной террасы каргинского-сартанского горизонтов неоплейстоцена обнажается в 30-метровых уступах на 5-километровом участке от устья Нижней Тунгуски. Разрез видимой мощностью более 17 м представлен в верхней части пойменными супесями и мелкозернистыми песками, серыми с фрагментарно выраженной горизонтальной слоистостью. В нижней части разреза отмечаются русловые хорошо окатанные валунно-галечные отложения с гравийно-песчаным заполнителем. В 3 км выше устья на протяжении 500 м высота уступа террасы повышается и в цоколе выходятожелезненные конгломераты рыбинской толщи верхнего звена эоплейстоцена. На поверхности террасы расположен г. Туруханск.

Аллювий первой надпойменной террасы сартанского горизонта неоплейстоцена-голоцена закартирован лишь в одном обнажении в правом борту реки в 5,5 км выше устья. В береговом обрыве высотой 15 м изучены песчано-галечные сероцветные отложения. Галька в основном мелкая, единичные валуны достигают 15 см, отличаются хорошей окатанностью. В составе – породы трапповой формации, песчаники, доломиты. Мощность отложений превышает 5 м.

Современный пойменный аллювий развит узкой полосой по всему изученному участку долины Нижней Тунгуски. Пойма представлена сравнительно крутыми откосам, часто в урезе воды обнажаются коренные породы. Сложена преимущественно валунно-галечными, глыбовыми осадками, образующимися при перемывании грубообломочных ледниковых и склоновыхотложений. При размыве гляциолимнических отложений в составе преобладает супесчано-глинистый материал. В рельефе поймы отмечаются следы деятельности льда – сгружи-вание, утрамбовка валунов во время ледоходов («каменные мостовые»), ледовая штриховка на крупных валунах.

Наличие цокольных пойм, порогов и перекатов в русле, крутые откосы свидетельствуют о молодости этих образований и о том, что река на изученном участке находится в стадии врезания.

Отложения эрозионных склонов долины в поле развития трапповых интрузий, карбонатных пород рифея представлены обвальными и осыпными фациями коллювия, на задернованных склонах развиты парагенезы склоновых отложений с солифлюксием. Возраст отложений поздненеоплейстоцен-голоценовый.

Список литературы:

Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. // Тр. геол. ин-та АН РАН СССР. – Вып.30. – 1960. – 78 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 90 с.

Цейтлин С.М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски). – М.: Наука, 1964. – С.47-50.

Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист Q-44, 45-Игарка. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. – С 82-101.

ЭРОЗИОННЫЕ ЦИКЛЫ И СВОЙСТВА ИХ АЛЛЮВИЯ

Г.А. Постоленко, Н.В. Макарова

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

gpostol@yandex.ru, makarovanat@yandex.ru

EROSION CYCLES AND PROPERTIES OF THEIR ALLUVIUM

G.A. Postolenko, N.V. Makarova, *M.V.Lomonosov Moscow State University, Russia*

Успехи палеогеографии (выявление структуры природных макроритмов) и седиментологии четвертичного периода за последние десятилетия позволили изучить развитие флювиального процесса в зависимости от изменений ландшафтно-климатических условий. Многими исследователями четвертичного периода (Горшков,1966; Мизеров, 1971; Равский,1972; Гричук, 1975; Зубаков, 1984 и др.) установлен факт хронологического соответствия аллювиальной свиты эрозионному циклу. При этом установлена последовательность накопления аллювия: в аллювиальной свите накапливающейся снизу вверх, теплая эпоха фиксируется в нижней пачке, а холодная – в верхней. При этом вся толща аллювия свиты хронологически укладывается в климатохрон. Однако в аллювиальной летописи не фиксируются конечные этапы одного климатохрона и начальные этапы последующего. Этот период приходится на пограничное между климатохронами время, время наименьшей влагообеспеченности и условий перехода теплообеспеченности от холодной эпохи к теплой. Это показатель перерыва в седиментации, т.е. полного выноса наносов в долине (Гричук, Постоленко, 1982; Постоленко, 1990). Подтверждается этот вывод и морфологией долин и размещением в ней аллювия разного возраста. Так, аллювий следующей аллювиальной свиты занимает вложенное или вложено-прислоненное положение. А в морфологическом плане формируется уступ, который оформляет предшествующую аллювиальную свиту в речную террасу.

Указанные связи аллювия с климатохроном показывают, что эрозионный цикл делится на 2 фазы – врезания и седиментации. И вся флювиальная деятельность более четко привязана к влагообеспеченности ландшафтов.

В литологическом составе аллювия отмечаются закономерные изменения по разрезу, хорошо согласующиеся с изменениями климата и ландшафтов(Судакова, 1965; Колосова, Ананьева, 1974; Макарова и др., 2011) и обусловленными ими типами выветривания горных пород, растительности, речного стока и гидрологическогорежима. Так, холодной сухой стадии климата, характеризующейся физическим выветриванием, безлесной растительностью, с невысоким и резко неравномерным русловым стоком, обладающим высокой транспортирующей способностью потока, соответствует наиболее крупнообломочный в свите аллювий, которому свойственен высокий коэффициент устойчивости минералов. Именно поток с высокими транспортирующей и сепарирующей способностями формирует плотиковый аллювий, т.е. тот материал, гидравлическая крупность которого не позволяет его выносить. А закономерности размещения пластовых скоплений россыпного полезного компонента (Постоленко, 1990), обладающего высокой плотностью и высокой гипергенной устойчивостью, их связь с этой фациальной разностью аллювия убедительно подчеркивают характер русловой деятельности этой фазы эрозионного цикла.

Теплой, а затем холодной влажным стадиям (т.е. в целом влажной эпохе) климата отвечают более мелкие и тонкие фракции аллювия, в целом характеризующегося меньшим коэффициентом устойчивости. Это соответствует преобладанию в это время в природе химического и биологического выветривания и формированию в областях сноса на плакорных пространствах элювия более тонкого механического состава.Именно климатическому оптимуму с его лесной растительностью отвечает всвите наиболее тонкий и наиболее полно отражающий события хронологической летописи материал. В свою очередь, такое изменение аллювия по разрезу и его положение в долине (уже на более широком днище) свидетельствуют о появлении половодного режима, увеличении стока, но и изменении его режима, а также и падении транспортирующей способности потока. С этими показателями хорошо увязываются и данные по размещению тяжелых россыпных частиц – эти толщи характеризуются лишь наличием рассеянных, локальных надплотиковыхскоплений их более мелкихфракций.

В геоморфологическом отношении результатами эрозионного цикла становятся вновь сформированное днище долины с отложенным на нем аллювием, а также отчлененный уступом (фаза врезания) фрагмент предшествующего днища, представляющий уже собой *цикловую* террасу.

Из условия хронологической сопоставимости эрозионного цикла и климатического ритма, а также циклического развития природы (климата, ландшафтови русловой деятельности) в плейстоценеследует, что в по-

следующие эрозионные циклы каждое новое днище подвергается трансформации, превращаясь в цикловую террасу, прослеживающуюся, хотя и фрагментарно, но на протяжении большей части долины.

Таковы наиболее общие чертызависимости руслового процесса от климато-ландшафтных изменений. Однако фактическое строение долин весьма отличается от этой простой схемы последовательного углубления долин и правильной лестницы террас. И это объясняется многообразным конкретным проявлением во времени и пространстве всей совокупности показателей, оказывающих влияние. Кстати, европейские исследователи флювиального процесса (HuisinkMargriet, 1998; Vandenberghe, 1995) указывают, что климатические изменения не проявленные в растительности, не сказываются и на флювиальной деятельности (роль ландшафтов).

Все климатохроны характеризуются собственными климатическими и ланлшафтными показателями: собственно климатическими показателями, их флуктуациями (стадиалы и интерстадиалы) внутри климатохронов, степенью континентальности, длительностью эпох и их соотношением и т.д. К этому добавляются и пространственные различия (региональные и локальные) климато-ландшафтных показателей. М.П. Гричук (1975), сопоставляя разновозрастные геологически полные аллювиальные разрезы, отметила, что время изменения тренда процесса (от врезания к седиментации), располагаясь в первой стадии климатохронов, характеризуется собственным показателем в каждом из них. То же относится и ко времени изменения тренда от седиментации к врезанию, т.е.времени начала нового, следующего эрозионного цикла. Из этого следует, что длительность эрозионных стадий разновозрастных циклов различна, и различаются и мощности разновозрастных аллювиальных свит. И они являются нормальными для своих циклов и климатохронов. В геоморфологических исследованиях новейших тектонических движений использовалось понятие «нормальная» мощность для определения её изменений вдоль современных днищ. Но измерить мощность аллювия можно лишь для тех эрозионных циклов, формы которых выражены в современном рельефе. Но в долинах как равнинных, так и горных рек, в погребенном положении находятся ранне- и средне-неоплейстоценовые свиты. Измерить их мощность можно лишь по косвенным показателям, поскольку они перекрыты более молодым аллювиеми их верхние части размыты. Именно поэтому, занимаясь реками Русской Равнины, Г.И.Горецкий указывал на важность изучения литологии аллювия, необходимость сопоставлять базальные горизонты свит, поскольку в единых разрезах могут вскрываться разновозрастные отложения. А литология очень информативна. К примеру, более ранние свиты имеют аллювий меньшей крупности, как правило, лучше окатанный, да и отличающийся по петрографическому и минеральному составу, по текстурам толщи и т.д.

Отличия мощностей и длительности эрозионных фаз циклов проявляются в седиментационных показателях циклов и, как следствие, и в появлении погребенного аллювия. К примеру, аллювий второго средне-неоплейстоценового цикла в долинах Верхне-Колымского нагорья оказался прорезанным лишь в результате деятельности последующих двух верхне-неоплейстоценовых и голоценового циклов. Морфологические следствия такого развития флювиальной деятельности сказались в сложности млорфологии долин и сложном соотношении разновозрастных пачекаллювия внутри них. В первую очередь, в этом случае следует подчеркнуть отсутствие правильной последовательности террас в долинах.И второе важное следствие наличия погребенного аллювия –сложное внутреннее строение аллювиальной толщи в долинах, ещё более осложняющееся внутридолинными перестройками от цикла к циклу.Именно поэтому одна и та же терраса может иметь и рыхлый (более древний аллювий) и коренной цоколь. Именно внутридолинные перестройки вносят важнейший вклад в степень сохранности аллювиальных свит.

Таковы наиболее общие следствия в строении аллювия разновозрастных циклов, следующие из связи гидродинамики речных потоков с климато-ландшафтными изменениями в природе четвертичного времени.Но на сложности строения долин сказался ещё один важный фактор –дочетвертичная история их развития. К началу четвертичного периода игорные, и равнинные страны имели хорошо развитую *глубокую* эрозионную сеть – на равнинах более глубокую, чем нынешняя, в горах чуть менее. И в них уже существовал сложно построенный комплекс дочетвертичного аллювия.

В итоге нужно сказать, что, несмотря на сложность строения аллювиального комплекса в долинах, развитие его под влиянием общепланетарного фактора позволяет использоватьсяегов четвертичной стратиграфии (Макарова и др., 2011).

Список литературы:

Гричук М.П., Постоленко Г.А. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Известия ВГО, 1982, т.114, вып.3. С.215-220.

Постоленко Г.А. Палеогеографические и геоморфологические критерии стратиграфического расчленения четвертичного аллювия // Бюлл.комис. по изуч. четвертичного периода. М.: 1990. – № 59. – С.39-47.

Судакова Н.Г. Палеогеографические особенности развития минеральных спектров аллювия в антропогене // Советская геология. 1965. № 2.

Колосова Г.Н., Ананьева Э.Г. Методика минералогического анализа рыхлых отложений для палеогеоморфологических построений (на примере Северо-Востока СССР) // Геоморфология. 1974. – №4. – С.26-35.

HuisinkMargriet.Changing river styles in response to climate change. Ponsen&Looijen B.V., Wageningen. 1998. – 127 p.

Vandenberghe, J. Timescales, climate and river development. Quaternary Science Reviews // 1995. 14.P.631-638.

Макарова Н.В., Постоленко Г.А., Макаров В.И., Акинин Б.Е. Представительность аллювия для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. – № 4. – С.89-112.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА, РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДАТИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КИРЕК (ПОДТАЙГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Ю.И. Прейс[1], Г.В. Симонова[1], В.А. Бобров[2]
[1]*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия,*
preisyui@rambler.ru, galina_simonova@inbox.ru
[2]*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия,* bobr@igm.nsc.ru

THE RECONSTRATION OFHYDROLOGICAL REGIME, PLANT COMMUNITIES AND SEDIMENTATIONON DATA OF DETAILED STUDIES ANDRADIOCARBON DATING OF THE LAKEKIREK DEPOSITS(SUBTAIGA ZONE OFWESTERN SIBERIA)

Yu.I. Preis, G.V. Simonova Institute of Monitoring of Climatic and Ecological SystemsSB RAS, Tomsk, Russia;
V.A. Bobrov Institute of Geology andMineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

В связи с большим возрастом и возможностью детальной стратификации озера являются базовым объектом для разработки палеогеографических и палеоклиматических реконструкций высокого разрешения для всего периода Голоцена.

Озеро Кирек (56°06' 25" с.ш., 84°13'47" в.д.) расположено на Обь-Томском междуречье, в подтаежной подзоне Западной Сибири, питается гидрокарбонатными водами, проточное. Минеральное дно озера и современная поверхность сапропеля имеют вогнутый рельеф.Длина озера – 1,45 км, ширина – до 0,4 км, глубина – до 7,0 м. Озеро имеет богатую водную растительность, зоопланктон и мощные, более 7 м, отложения карбонатных и железистых сапропелей.

Цель исследования – реконструкция динамикигидрологического режима, сукцессий сообществ макрофитов и прибрежно-водных растений и осадконакопления озера Кирек как отклик на изменения климата голоцена.

Объекты и методы. Проведены полевые исследования с отбором кернов на 5-ти пунктах (п. о.): в более глубоководной (п.о. 1) и мелководной (п. о. 2) зонах озера, на согровой(п. о. 3) и березово-осоковой (п.о. 4) сплавинах и прилегающем облесенном болоте- согре.

Все пробы, с шагом 2-5 см, проанализированы на ботанический состав, зольность, содержание Са, плотность, пробы торфа – и на степень разложения (аналитики: Сороковенко О.Р., Магур М.Г., Шарапова Т.А., ИМКЭС СО РАН).Проведено радиоуглеродное датирование 13 проб (аналитики: Орлова Л.А., ИГМ СО РАН, Мелков В.Н., ИМКЭС СО РАН. Скрипкин В.В., ИГХОС НАН и МЧС Украины).Для расчетов послойных возрастов и скорости осадконакопления (по их плотности) полученные даты калиброваны программойCALIB 5.0.1 Manual (Stuiver, Reimer, 2005).В связи с получением неправомерно низких скоростей аккумуляции и значимых их различий (65-343 г/м^2 в год) даже для сходных по свойствам слоев на разных стадиях их формирования,на наиболее подробно датированном п. о.1 выполнен перерасчет послойных возрастов и скорости аккумуляции отложений при допущении наличия перерывов осадконакопления. При этом использованы даты-аналоги сходных палеостратиграфических рубежей соседних разрезов и скорости накопления отложений слоев-аналогов данного разреза, сходных по свойствам, но отлагавшихся в благоприятных условиях. Наличие одного из перерывов осадконакопления подтверждено датированием пары образцов палеостратиграфического рубежа керна п.о. 3. Кроме этого, по аналогии с данными датирования керна из центральной части этогоозера, полученными Дарьиным А.В. (ИГМ СО РАН) принято прекращение аккумуляции сапропеля на п.о. 1 после 1100 кал.л.н. По нашим расчетам, возраст его на п. о. 1 около 1400 л. н. (вероятно, в связи с потерей при отборе верхних сильно разжиженных слоев сапропеля).Для высокоразрешающего литолого-геохимического анализа из керна п.о. 1 (6250 мм) изготовлены образцы твердых донных осадков и проведен сканирующий микроанализ с использованием аппаратуры Сибирского центра синхротронного излучения (ИЯФ, Новосибирск). Полученные данные сопоставлялись с реконструкциями климата голоцена лесной зоны Западной Сибири(Волкова, Левина, 1985; Волкова и др., 2002).

Реконструкциястадий растительных сообществ выполнена по ботаническому составу отложений.Для реконструкции динамики гидрологического режимаозераиспользованы данные об экологических предпочтениях макрофитов к определенным глубинам водыиз литературных источников и собственных наблюдений на озере Кирек.Прибрежноводные растения и макрофиты образуют экологический ряд, отражающий возрастание глубины озера: *Carexsp.- Typhalatifolia-Phragmitesaustralis- Scirpuslacustris–Charasp. – Stratiotesaliodes – Najasmarina-Nupharlutea – Potamogetonperfoliatus-Ceratophyllumdemersum* -ветвистоусые рачки*Cladocera.*Учитывалось, что, в связи со сносом отмирающих остатков растений к центру озера, соотношение их остатков в слоях сапропеля п.о. 1 отражает не видовой состав сообществ и соседних участков.На основании данных датирования, сходства стадий-смен растительности исвойств слоев отложений проведена синхронизация разрезов.

Окончательный вывод обуровнях озера (УО)для конкретных хроносрезов сделан на основании учета возраста отложений, характера экосистемных изменений в озере и на прилегающих суходолах и принятомдопущении, что для отложения сапропеля слой воды должен быть не менее 80 см.

В результате исследования участка озера Кирек установлено, что толщина озерных, озерно-болотных и болотных отложений варьирует от 2,3 до 6,2 м, возраст – от 6850 до более 10500 лет назад (л.н.) по ^{14}С.Представленные на участке отложения значительно варьируют по ботаническому составу, зольности, содержанию Са, плотности и скорости накопления.

Выявлены следующие закономерности изменения водного режима озера Кирек, видового состава сообществ макрофитов, свойств и скорости накопления отложений в голоцене.На исследуемом участке первое кратковременное повышение УО, подтопление берегов, зарастание его телорезом и роголистником началосьв одно из потеплений Dr. Затем УО понизился и отложение органо-минеральных сапропелей(А–30-50 %) прекратилось. Следующее повышение УО началось в период направленного потепления во второй половинеDrоколо10500 л.н. Возникло мелководноеозеро, заросшее тростником. Затем УО немного повысился, ноего частые колебания вызывали неоднократные смены сообществ из кубышки, камыша и рогоза. Около 10150 л.н.в период кратковременной значительной аридизации климата уровень резко понизился и в рогозовом сообществе отлагался минерализованный карбонатный сапропель (А–70-85 %). После этого наметился прогрессивный подъем уровня озера, доминирование перешло к сообществу телореза и роголистника.Произошлозатопление склонов будущей озерной котловины и уже около 9850 л.н. площадь озера стала соизмеримой с современной. Вероятнее всего, это было обусловлено активным поступлением вод из деградирующей многолетней мерзлоты прилегающей территории. Отлагались минерализованные сапропели со скоростью 192 г/м^2 в год. Около 9400 л.н., в условиях сухого похолодания произошло резкое обмеление озера. В рогозовых сообществах стали формироваться карбонатные минерализованные отложения (А> 85 %) со скоростью 343 г/м^2 в год.Около 9200 л.н. осадконакопление прекратилось. В последующее потепление озеро вновь начало наполняться. Около 8800 л.н. площадь его была максимальной. Об этом свидетельствует накопление тонкого слоя минерально-органического сапропеля на территории под будущейсогровой сплавиной. Около 8600 л.н. уровень озера немного понизился, но оставался высоким. Началось заболачивание ранее затопленной береговой зоны с отложением торфа, на периферии озера отложение сапропеля замедлилось, а ближе к центру создались благоприятные условия для возобновления сообществ макрофитов из роголистника и телореза и отложения минерализованного сапропеля. Однако, это понижение было непродолжительным, судя по формированиюминеральных карбонатных отложений надвсего лишь 10-ти см слоем торфа. Затем уровень повысился и далее,до 6900 л., был высоким. Об этом свидетельствует подтоплениеболее значительной территории,и формирование на ней болота. В этот период скорость аккумуляции была наиболее низкой (47 г/м^2 в год). Вероятнее всего, это было связано с низкой продуктивностью макрофитов и неблагоприятными условиями для образования карбонатов при достаточно больших глубинах воды, особенно при похолоданиях около 8200, 7200 и 6400 л.н.В озере продолжали господствовать сообщества роголистника и телореза. В последующий период выражены тренды понижения зольности и повышения содержания Са, со сменой около 6100 л.н. минерализованных сапропелей минерально-органическими и органо-минеральными. Скорость их накопления немного повысилась, но оставалась низкой (75 г/м^2 в год). Это был наиболее теплый период, способствующий понижению уровня озера.Около 5100 л.н. в условиях сухого похолодания произошло резкое понижение уровня озера,и накопление сапропеля прекратилось до 3700 л.н.После этого, в условиях теплого и более влажного оптимума SBстали доминировать сообщества наяды, а в более глубоководной зоне – и Cladocera. Начали формироватьсябелые карбонатные минеральныеотложения.Скорость накопления их резко возросла до 258-354 г/м^2 в год. Судя по обилию остатков Cladocera, подъем УО был очень резким. Вероятнее всего, этому способствовало также поступление талых вод из деградирующих многолетнемерзлых пород, которые формировались в районе исследования в максимум похолодания около 4300 л. н. (Прейс, 2012). Однако, судя по активному накоплению карбонатов, преимущественно за счет более термофильных макрофитов, температурный режим озера был более благоприятным, чем в предшествующие BO и AT периоды. При этом, в отличие от периодовDrи PB, наиболее благоприятными для накопления были периоды потеплений. Вероятнее всего, это связано сотложениемв раннем голоцене преимущественно минерогенных карбонатов, а в SBиSA– органогенных. Около 3200 и 2100л. н., в периоды сухих похолоданий, УО понижался, А и содержание Саумеьшалось. Около 2100 л.н.по периферии озера начали формироваться вахтово-гипновые и папоротниково-осоковые сплавины, а в озере начали доминировать хара и роголистник. В следующее сухое похолодание около 1700 л. н. понижение УО обусловило формирование более плотных сплавин и частичное их облесение. Под всеми сплавинами начали отлагаться торфа.

В результате выполненных реконструкций установлено, что повышения уровня подтаежного озера Кирек происходило преимущественно в периоды потепления климата, около 10500,8800-8600, 6800 и 3700лет назад, а понижение – сухих похолоданий, около 9400-9200, 5100, 3000, 2100, 1700 и 1200 лет назад.На видовой состав сообществ макрофитов и их сукцессии влияли не только глубина озера, но и его температурный режим. Осадконакопление имело пульсирующий характер, максимальным было в раннем голоцене, второй половине SBи первой половине SA, отсутствовало около 9200-8800 (8600) и 5100-3700 лет назад.

Список литературы:

Волкова В.С., Левина Т.П. Голоцен как эталон для изучения межледниковых эпох Западной Сибири // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. – С. 74–84.

Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Горячева А.А. Климатическая ритмика голоцена центральной части Западно-Сибирской равнины (палинология, магнетизм) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. –Новосибирск: Изд-во *Института археологии и этнографии* СО РАН, 2002. – С. 48–57.

Прейс Ю.И. Палеокриогенные процессы в торфяных отложениях юга лесной зоны Западной Сибири // Климатология и гляциология Сибири: материалы Междунар. науч.-практ. конф. / под общ. ред. В.П. Горбатенко, В.В. Севастьянова. Томск. – 2012. – С. 226–227.

Stuiver M., Reimer P.J. CALIB 5.0.1 CalibRadicarbonCalibrationProgram. –1989 – 2005.

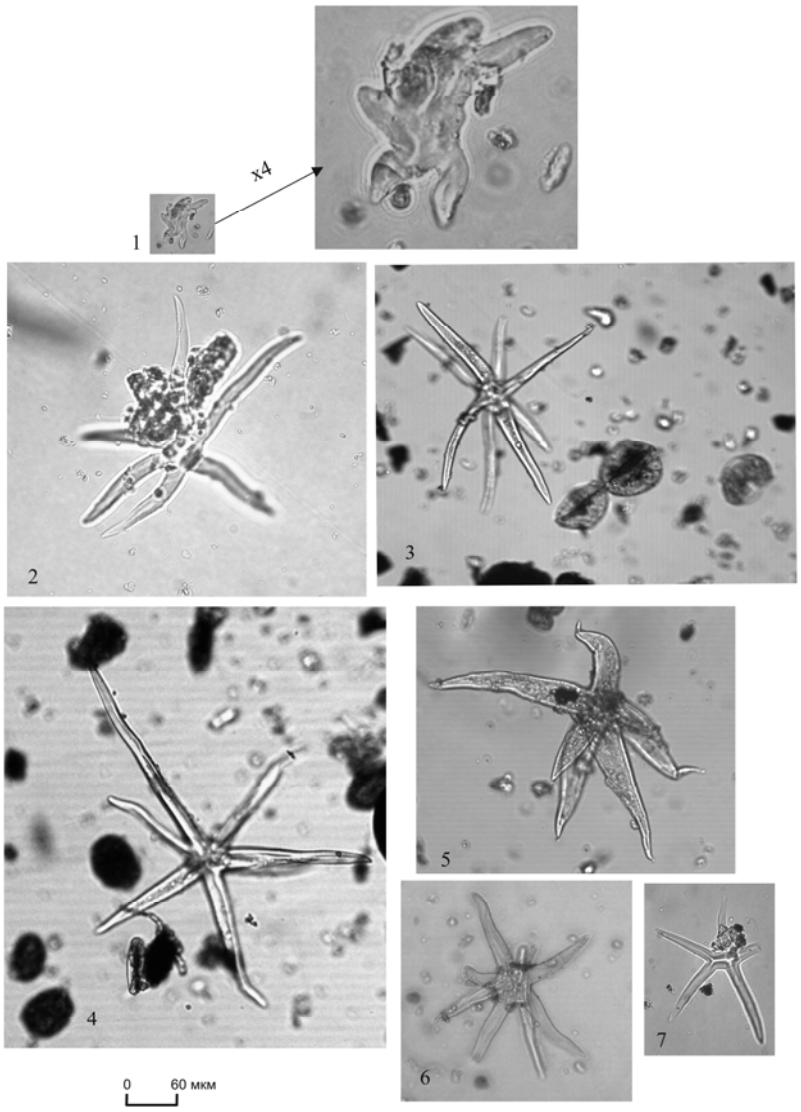
ПРОБЛЕМАТИЧНАЯ ВОДОРОСЛЬ В ОТЛОЖЕНИЯХ КАЙНОЗОЯ КЫЗЫЛСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ТЫВА)

Т.Г. Прошина, В.М. Колямкин
ОАО «Красноярскгеолсъемка», Красноярск, Россия, 227479@mail.ru, Koljamkin@Yandex.ru

PROBLEMATIC ALGAE IN THE SEDIMENTS OF THE CENOZOIC BASIN KYZYL (TYVA)

T.G. Proshina, V.M. Kolyamkin, Krasnoyarsk Geological Survey (Krasnoyarskgeols'yomka), Krasnoyarsk, Russia

При проведении работ ГДП-200 на листах N-46-XXXV (Уюк), M-46-V (Кызыл) и N-46-XXXV (Туран) в 2011-2015 годах палинологическим методом было проанализировано большое количество образцов из рыхлых кайнозойских образований. Наиболее интересные данные были получены при изучении спорово-пыльцевого материала из керна поисковой скважины №80, пробуренной по заказу ООО «УлугхемУголь» в 34 км юго-восточнее г. Кызыл и вскрывшей неоген-четвертичные отложения общей мощностью 132 м (географическую привязку см. в статье В.М. Колямкина в настоящем сборнике). Наряду со спорами и пыльцой в пробах интервала 132-17 м, соответствующему позднему миоцену – эоплейстоцену, постоянно присутствовали неизвестные нам микрофоссилии звездчатой формы. Аналогичные микрофоссилии постоянно присутствуют в составе спектров из эоплейстоцен-неогеновых отложений на всех трех площадях ГДП-200. В основном они приурочены к озерным, озерно-речным глинистым и песчаным осадкам. Спорово-пыльцевые спектры, в составе которых встречаются эти формы, обычно лесного типа. Мы полагаем, что эти микрофоссилии могут принадлежать каким-то одноклеточным водорослям. Предварительно мы предлагаем назвать ее *Stellisolia kolyamkini* Proschina gen. et sp. nov.



Некоторые характерные экземпляры Stellisolia kolyamkini.

Описание. *Stellisolia kolyamkini* представляет собой многолучевую, асимметричную клетку. Длина лучей клетки не одинакова, концы заострены. От центральной части по лучам проходят четкие канальцы (рис., фиг. 2, 7). Оболочка мягкая, лучи часто сминаются (рис., фиг. 5). Количество лучей различное от 4 до 10 штук. Растут они или в одной плоскости или во все стороны. Нередко встречаются минерализованные формы (рис., фиг. 3, 4, 6). В этом случае, в основании лучей образуются валики, и создается впечатление, что лучи вставлены в центральную часть. Концы лучей у минерализованных клеток часто обламываются. Цвет клеток зеленовато-серый, минерализованных форм – светло-серый. Размеры варьируют от 60 до 250 микрометров. В позднемиоценовых кирпично-красных глинах, содержащих гиппарионовую фауну, в 15 км южнее г. Кызыл наряду с «взрослыми» экземплярами отмечена, по-видимому, начальная стадия роста организма (рис., фиг. 1). Здесь лучи только начинают формироваться, клетка имеет амебовидную форму.

Результаты исследования распространения *Stellisolia kolyamkini* на площади свидетельствуют, что она является важным стратиграфическим и фациальным маркером донеоплейстоценовых озерных, озерно-речных образований. В связи с этим необходимо объединить потенциал специалистов разного профиля для выяснения систематического положения *Stellisolia kolyamkini.*

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ ШКОТОВСКОГО ПЛАТО В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАРЧЕНКОВА БОЛОТА

Н.Г. Разжигаева[1], Л.А. Ганзей[1], Х.А. Арсланов[2],Л.М. Мохова[1], Т.Р. Макарова[1], А.М. Паничев[1], Е.П. Кудрявцева[1], А.Ю. Петров [2], А.А. Старикова [2]

[1]*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,* nadyar@tig.dvo.ru
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,* arslanovkh@mail.ru

RECONSTRUCTION OF LANDSCAPE DEVELOPMENT OF SHKOTOVSKOE PLATEAU AT LATE HOLOCENE RECORDED IN LARCHENKOV PEATLAND SEQUENCES

N.G. Razzhigaeva, L.A. Ganzey, L.M. Mokhova, T.R. Makarova, A.M. Panichev, E.P. Kudryavtseva,
Pacific Institute of Geography FEB RAS, Vladivostok, Russia;
Kh.A. Arslanov St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

На юге Дальнего Востока одним из районов, который характеризуется сложным устройствомгеосистем разного ранга, является Сихотэ-Алинь.В пределах этой горной страны встречаются плато, образование которых связано с площадным излиянием базальтов в кайнозое, здесь выделяется особый род ландшафтов – платобазальтовый. Для плато характерны бессточные впадины с затрудненным дренажом, где развиты болота. Целью работы является восстановление последовательности ландшафтных смен на Шкотовском плато вовремякоротко-периодичных, разнонаправленных флуктуаций климата позднего голоцена с оценкой скоростей изменения природных компонентов. Плато расположено в южной части Сихотэ-Алиня (площадь 1500 км^2, высоты 600-800 м). Формирование плато началось 14-13 млн л.н., массовое излияние базальтов закончилось около 7-8 млн л. н., вулканизм завершился излиянием щелочных базальтов в локальных вулканических центрах 3.3 млн л.н. (Рассказов и др., 2003).Центральная часть занята пихтово-еловыми лесами с участием берез, краевые части покрыты кедрово-еловыми лесами и чернопихтово-широколиственные лесами (Колесников, 1969). В 7-8 км от южной бровки расположено Ларченково (Ларкино) болото (на высоте 730-745 м; 2.5х0.25 км). Современная растительность представляет собой заключительные стадии зарастания разных типов болот – от низинных до верховых, заросли тростника в центральной части болота являются самым молодым болотным массивом (Розенберг, 1951).К болоту приурочен массив реликтовыхлиственничников (*Larixkomarovii*B. Kolesn.).Лиственница Комарова является горно-океаническим видом зоны муссонно-континентального климата (Колесников, 1969), эндемичный вид для Сихотэ-Алиня. Экологический оптимум этого вида: сумма активных температур (≥10°С) 1400-2100°С, осадков 500-700 мм (Урусов и др., 2007). Среднегодовая температура в пределах южной части ареала +3.1 °С.

Бурение скважин проведено на двух участках болота – в центре, где развиты тростниково-сфагновый покров с отдельно стоящими лиственницами, где располагалось палеозеро, и в краевой части на участке лиственничника с овальнолистной березкой в подлеске с багульником болотным и подбелым, голубикой обыкновенной и моховым покровом.).Мощность органогенных отложений в центральной части болота не превышали 2.85 м, в краевой части – 1. 25 м, ниже выходят желто-бурые суглинки. По данным других авторов мощность торфа и озерных отложений в центральной части Ларченкова болота – более 6 м (Ганешин, 1957), мощность торфяника оценивается от 2.5 до 3.4 м (Розенберг, 1951; Прозоров, Попов, 1961; Короткий, Лобанова, 1983). Мощности органогенных отложений контролируются особенностями микрорельефа и изменениями локальных гидрологических условий. В верхней части разрезов обнаружен прослой вулканического пеплаВ-Tmвлк. Байтоушань (969 г. н.э.).

Ларченково болото возникло во впадине, где еще в суббореале существовало мелководное озеро с заболоченными берегами, в которое не было терригенного сноса и шло накопление органогенных илов. По данным диатомового анализа озеро прошло несколько стадий развития с периодами обводнения и обмеления с общей тенденцией активного заболачивания. В рассматриваемый период наибольшую глубину и площадь озеро имело около 3220-4000 ^{14}С л.н. в период потепления и увеличения увлажнения, зафиксированного и в других районах Приморья (Короткий и др., 1997). Кратковременная фаза заболачивания выделяется около 3200-3130 ^{14}С л.н. в конце небольшого похолодания. С уменьшением глубины палеоозера 3130-2840 ^{14}С л.н. увеличилась роль атмосферного питания – в диатомовых комплексах возросла роль галофобов. Прогрессирующее уменьшение глубины палеоозера происходило в период 2840-2550 ^{14}Сл.н., которое началось при похолодании и продолжалось при незначительном потеплении в условиях снижения увлажнения, что хорошо сопоставляется с палеоклиматическими построениями для территории Приморья (Короткий и др., 1997). Площадь озера существенно уменьшилось и далее на его месте существовало травяно-кустарничково-сфагновое болото с мелководными зарастающими озерками, на наличие которых указывает присутствие пыльцы водных растений. Подобная обстановка в центральной части болота без значительных изменений существовала длительный период – около 2300 ^{14}С лет; реакции на малоамплитудные климатические изменения в развитии болота не зафиксировано, по-видимому, геосистема была достаточно устойчивая. Озерки, вероятно, могли существовать до последних 230 ^{14}Слет, когда обводнение болота существенно снизилось. В диатомовых комплексах исчезли планктонные виды диатомей. На месте наиболее длительно существующей части палеоозера в настоящее время хорошо выделяется фация тростниково-сфагнового болота с редкими низкоствольными лиственницами. На окраине болота условия были менее стабильными, торфонакопление началось в краевой части озера около 4000 ^{14}С л.н., болотные обстановки существовали с 3700 ^{14}С л.н. Умеренно обводненное болото перешло в стадию малообводненного

вплоть до развития почвенных процессов около 2660-2100 ^{14}C л.н. Выделяется фаза незначительного обводнения около 2100-1200 ^{14}C л.н., что совпадает с периодом увеличения увлажнения в регионе (Короткий и др., 1997). Далее краевая часть болота стала малообводненной и активно зарастала кустарниками и лиственницей. Начало этой фазы связано с потеплением малого оптимума голоцена. Последние 230 ^{14}Слет в краевой части болота фиксируется снижение увлажнения, в центральной части болота эти изменения зафиксированы последние 120 лет.

Палеоландшафтная информация, полученная при изучении двух разрезов, вскрывших практически одновозрастные органогенные отложения, несколько отличается. Разрез, который был заложен на окраине болота, больше отвечает развитию локальных ландшафтов центральной части плато за последние 4000 ^{14}C лет. Впалиноспектрах из органогенных отложений центра болота, накопление которых шло последние 3800 ^{14}Слет, присутствует больше пыльцы широколиственных и кедра корейского и меньше темнохвойных, т.е. этот разрез дает возможность восстановить развитие ландшафтов плато в целом и получить более подробную палеоладшафтную запись для суббореала.

Выделяется две стадии развития ландшафтов, связанных с их перестройкой около 2500 ^{14}C л.н. Первая характеризуется более широким, чем в настоящее время, развитием хвойно-широколиственных лесов и подчиненной роли темнохвойных лесов, которые были локализованы в центральной части плато. Вторая стадия характеризуется быстрым расширением площади, занятой темнохвойными лесами и увеличением роли ели. Во время первой стадии в суббореале динамика ландшафтов выражалась в изменениях роли доминант и субдоминант, которые в хвойно-широколиственной формации представлены кедром корейским и разнообразными широколиственными, а в темнохвойных – пихтой и елью. В потепления увеличивалась доля широколиственных, в похолодания – кедра корейского и темнохвойных, в первую очередь ели. Выделяется несколько фаз, связанных с потеплениями: 3800-3500 ^{14}C л.н. – на плато, по-видимому, сохранялись полидоминантные широколиственные леса, оставшиеся с оптимума голоцена, который в Приморье проявился около 6000 ^{14}C л.н., когда полидоминантные леса поднимались по склонам гор до высоты 800-850 м (Короткий и др., 1997); в центре плато в составе хвойно-широколиственных лесов увеличивалась роль кедра, ограниченные участки занимали темнохвойные леса с участием березы; вокруг палеоозера росла лиственница;3130-3000 ^{14}C л.н. – на плато распространение получили кедрово-широколиственные леса;2800-2550 ^{14}C л.н. – широкое развитие кедрово-широколиственных лесов, в составе темнохвойных увеличилась роль пихты, болото активно зарастало кустарниковой березкой. В похолодания были следующие изменения:3500-3130 ^{14}C л.н. в условиях незначительного похолодания распространение получили широколиственно-кедровые леса, локально – темнохвойные;3000-2800 ^{14}C л.н. – широколиственно-кедровые леса и расширение площади, занятой пихтово-еловыми лесами, осветленные нарушенные местообитания могли образовываться в лесной растительности в результате ветровалов. Во вторую стадию выделяются следующие фазы развития ландшафтов:2550-1270 ^{14}C л.н. – экспансия темнохвойных лесов при климатических условиях близких к современным, широколиственно-кедровые леса отступили в краевые части плато. На отдельных участках были развиты кедрово-еловые леса с участием широколиственных. Увеличение роли широколиственных пород в лесной растительности связано с кратковременными потеплениями около 2460-2420 ^{14}C л.н., 2250-2030 ^{14}C л.н., вторая половина этого периода была суше, болото активно зарастало кустарниковой березкой и вересковыми кустарничками; 1270-935 ^{14}C л.н. – расширение площади, занятой кедрово-широколиственными лесами в малый оптимум голоцена, климат был теплее и суше. В темнохвойных лесах по обрамлению болота увеличивалась роль березы; 935-230 ^{14}C л.н. – расширение площади пихтово-еловых лесов на плато, в период 585-230 ^{14}C л.н. резко увеличилась роль кедра корейского и ели, возможно, в малый ледниковый период на плато могли существовать кедрово-еловые леса и кедровники. В последние 230 ^{14}C лет снизилась роль кедра корейского и темнохвойных, в лесной растительности увеличилось участие березы, что может быть связано с естественным распадом леса в результате ветровалов, которые приводят к появлению окон в древостое и поселению на освободившихся местах светолюбивых берез. В предвоенные и военные годы. по обрамлению Ларченкова болота проводились вырубки. Лиственничник существовал на протяжении всего рассматриваемого периода и, по-видимому, является реликтом лесов последней ледниковой эпохи, которые на территории Приморья занимали большие площади и сохранялись в начале голоцена (до 9700-9300 ^{14}C л.н.) (Короткий и др., 1997). Сохранению рефугиума, оставшегося на плато от холодных эпох, способствовали особые экологические условия по обрамлению впадины, занятой палоозером и болотом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00171.

Список литературы:

Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 133 с.

Колесников Б.П. Растительность// Южная часть Дальнего Востока. –М.: Наука, 1969.–С. 206-250.

Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене //Вестник ДВО РАН. –1997. –№ 3. –С. 121-143.

Короткий А.М., Лобанова Л.А. О скорости и условиях голоценовоготорфонакопления на Дальнем Востоке // Палеогеографический анализ и стратиграфия антропогена Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 109-119.

Прозоров Ю.С., Попов А.А. Основные типы болот и заболоченных лесов Приморского края // Вопросы лесоводства и лесоведения. – Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1961. Вып. 1. – С. 146-162.

Рассказов СВ., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Развитие позднекайнозойскогомагматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22.– №1. С. 92—109.

Розенберг В.А. Лиственница Комарова (LarixKomarovii B. Kolesn.) в Южном Сихотэ-Алине // Комаровские чтения, 1951. Вып. 3. – С. 43-65.

Урусов В.М., Лобанова И.И., Варченко Л.И. Хвойные Российского Дальнего Востока – ценные объекты изучения, охраны, разведения и использования. – Владивосток: Дальнаука, 2007. – 440 с.

СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ, СИБИРИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИИ ХЭЙЛУНЦЗЯН, КИТАЙ

С.В. Рассказов[1,2], Сунь Иминь[3], Уын Сяосюе[3], И.С. Чувашова[1,2]
[1]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия,* rassk@crust.irk.ru
[2]*Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия*
[3]*Институт вулканов и минеральных источников Академии наук Хэйлунцзяна, Удальянчи, Китай*

SUBMERIDIONAL ZONES OF QUATERNARY VOLCANISM IN THE SOUTHWESTERN BAIKAL REGION, SIBERIAAND CENTRAL HEILONGJIANG PROVINCE, CHINA

S.V. Rasskazov, I.S. Chuvashova Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia;
Sun Yimin,Wei Xiaoxue, Institute of Volcano and Mineral Spring, Heilongjiang Academy of Sciences, Wudalianchi, China

На новейшем геодинамическом этапе (т.е. в последние 90 млн лет (Рассказов, Чувашова, 2013) на территории Азии были распространены субмеридиональные вулканические зоны, протягивающиеся на сотни км. Такие зоны часто наследовали древние структурные неоднородности фундамента, нередко не имели непосредственной связи с новейшими структурами растяжения литосферы или были ориентированы вкрест их простирания. Особого внимания заслуживают субмеридиональные вулканические зоны, активные в четвертичное время.

Образование наиболее ярко выраженной кайнозойской структуры растяжения Внутренней Азии – Байкальскойрифтовой зоны– обусловлено динамикой обратного подлитосферного потока под Восточной Азией.ВХангай-Бельской орогенной зоне различаются отдельные сегменты растяжения, имеющие подчиненное значение по отношению к генеральной орогенной структуре сжатия, образовавшейся в Центральной Азии вследствие Индо-Азиатскойконвергенции. В области перехода между рифтовой и орогенной зонами, в Юго-Западном Прибайкалье, находится субширотнаяТункинская долина, к югу от которой на 165 км протягивается Тунка-Джидинскаязона четвертичного вулканизма (Чувашова, Рассказов, 2014).В Восточной Азии преобладают субмеридиональные рифтовые структуры, нередко непосредственно контролирующие пространственное распределение вулканизма. Северному замыканию впадины Сунляо, погружавшейся в мезозое и кайнозое, соответствует Еркешан-Ксаогулихинская вулканическая зона центральной части провинции Хэйлунцзян длиной230 км (Wang, Chen, 2005).В настоящем сообщении на примере Тунка-Джидинской и Еркешан-Ксаогулихинской зон подчеркиваются сходства и отличия субмеридиональных четвертичных вулканических зон Внутренней и Восточной Азии.

Тунка-Джидинскуюзонучетвертичного вулканизмасоставляют в основном Джидинское поле на юге и Тункинское – на севере. Между этими полями встречаются отдельные четвертичные вулканические постройки.

По результатам датирования вулканических пород K–Arи ^{40}Ar–^{39}Arметодами (Рассказов и др., 1996), в четвертичное время на Джидинскомполе выявлены вулканические импульсы 1,1; 0,8 млн лет назад (БартойскаяиБарун-Хобольскаягруппы вулканов) и 0,6 млн лет назад (вулкан Цакир и пространственно связанные с ним лавовые потоки). Извержения Бартойской и Барун-Хобольской групп вулканов, сосредоточенных в 10-километровой полосе северо-восточного простирания, связывались с активизацией субширотнойТемникской зоны разломов. Общее субмеридиональное распределение выходов четвертичных вулканических пород, подчеркивалось извержениями вулкана Цакир, расположенного в 25 км южнее Бартойской вулканической группы, и вулкана Хубутуй, находящегося в 40 км севернее ее.

В Тункинской впадине и Еловском отроге лавовые потоки перемежались с четвертичными песчаными толщами (Логачев, 1974).На севере впадины и сопредельной части Еловского отрога (в верховьях р. Хобок) четвертичные лавы отделены от плиоценовых 200-метровой грубообломочной толщей аносовской свиты, не содержавшей лавовых прослоев. Выше этой толщи лежат лавы с K–Arдатировками от 2,4 до 0,8 млн лет (Рассказов, 1993; Рассказов и др., 2010).Распространение выходов вулканических пород к югу, на северный склон хр. Хамар-Дабан, выражено излияниями «долинных» базальтов, датированных K–Arметодом напротив устья р. Марта возрастом 2,0 ± 0,3 млн лет (Ащепков и др., 2003).

В Юго-Западном Прибайкалье вулканизм проявился на рубеже мезозоя и кайнозоя и неоднократно возобновлялся. Имеющиеся в опубликованных работах палеогеновые K–Ar датировки базальтов проблематичны и нуждаются в уточнении. Более надежные Ar–Arдаты свидетельствуют о начале регулярных квазипериодических вулканических извержений около 20 млн лет назад. В это же время начались квзипериодические вулканические извержения в Хубсугул-Дархатском рифтовом сегменте Хангай-Бельской орогенной зоны. В позднем миоцене вулканизм сконцентрировался в субмеридиональных зонах, Хубсугульской и Тунка-Джидинской.В плиоцене и квартере первая зона утратила активность, вторая была по-прежнему активной. Четвертичный вулканизм Юго-ЗападногоПрибайкальяобозначал, таким образом, поздний этап эволюции процессов субмеридиональной зоны, активной с позднего миоцена и проявившейиндивидуальность в последние5млн лет.

Вулканическая зона пересекает субширотные структуры Хамардабанскоготеррейна, сложенного докембрийскими комплексамииаккретированногок краю Сибирского кратона в начале палеозоя.ВТункинской

долине различаются три структурные секции: центральная (Тункинская), восточная (Еловско-Култукская) и западная (Ниловско-Мондинская). Центральной секции соответствует широкая (до 30 км) и глубокая (до 2,5 км) Тункинскаярифтовая впадина. Две другие секции претерпевали инверсию тектонических движений, осложнившую строение долины междувпадинными поднятиями. В этих секциях ширина долины сокращалась с выклиниванием осадочных и вулканогенно-осадочных линз и смыканием ее бортов (Чувашова, Рассказов, 2014).

Инверсионные движения в Еловско-Култукской и Ниловско-Мондинскойструктурных секцияхотражали эффект наложения на рифтогенез в Тункинской долине процессов конвергенции в Центрально-Азиатской орогенной системе, обусловленных Индо-Азиатским взаимодействием. Влияние эффекта конвергенции с инверсией движений проявилось уже на раннем (ранне-среднемиоценовом) этапе в поднятии Еловско-Култукской секции 20–18 и 16–15 млн лет назад. Явные инверсионные движения определены здесь на этапе завершения объемных вулканических извержений около 9–8 млн лет назад. Результатом явилось эрозионное врезание меандр бассейнов рек Зун-Мурин и Маргасан в вулканическую толщу, последовательно накопившуюся к этому времени начиная с 16 млн лет назад. Инверсионные движения, усилившиеся в квартере, сопровождались перекосом поверхности Еловского отрога в сторону Тункинской впадины.

Определяя значение субмеридиональной Тунка-Джидинской вулканической зоны как показателя пограничных процессов между Тункинской и Еловско-Култукской структурными секциями, мыподчеркиваем ее маркирующую роль резкого латерального изменения напряженно-деформированное состояние литосферы. В сущности, сосредоточенный характер проявления вулканизма при его угасании на окружающих территориях был обусловлен тектоническим стрессом литосферы и развитием в ней процессов по пассивному механизму, в котором плавление начиналось в литосфере с последующим вовлечением подстилающей астеносферы.На западном побережье Байкала этот тип магматической эволюции имел местодо позднемиоценовой структурной перестройки,в интервале 18–12 млн лет назад (Рассказов и др., 2013).

Еркешан-Ксаогулихинскую230-километровую вулканическую зонуобразует цепочка полей, расположенных приблизительно на равном удалении друг от друга (с юга на север): Еркешан, Удалианчи, Келуо и Ксаогулихе. К четвертичным постройкам, предположительно, относились также выходы базальтов вулканического поля Кедонг(Liuetal., 2001), но они смещены от цепочки Еркешан-Ксаогулихе к юго-востоку и удалены от наиболее южного поля Еркешан на 120–160 км. При отсутствииинформации по этому полю его связь с вулканической зоной Еркешан-Ксаогулихе проблематична.

Вулканизм полей Ксаогулихе, Удальянчи и Еркешан развивался в рамках квартера. На поле Келуо вулканизм охватил более длительный временной интервал начиная с позднего миоцена(с 9,6 млн лет назад) (Zhangetal., 1995; Wang, Chen, 2005).Вулканизм провинции Хэйлуцзян, подобно другим вулканическим районам восточной континентальной окраины Азии, отражал процессы ее взаимодействия с плитами Тихого океана.

Вулканические поля Еркешан-Ксаогулихинской зоны сложены породами калиевой серии, а на ее западном и восточном флангах находятся вулканические поля с породами калинатрового состава. Изучение пространственно-временной смены источников вулканических извержений показало преимущественное плавление литосферного материала и более позднее спровоцированное включение в магматический процесс материала конвектирующей подлитосферной мантии. Ведущая роль в магмообразовании принадлежала пассивному механизму (Чувашова и др., 2009; Рассказов и др., 2011). Калиевая специфика и обогащенные изотопные характеристики выплавок отражали литосферный контроль Еркешан-Ксаогулихинской зоны древней структурной неоднородностью, которая могла быть создана при закрытии Солонкерского палеоокеана (Рассказов и др., 2012).

Из сопоставления четвертичных субмеридиональных вулканических зон Внутренней и Восточной Азии следует, что линейный характер распределения извержений в обоих случаях был обусловлен пассивным механизмом развития процессов магмообразования, определявшимся тектоническим стрессом литосферы. Тунка-Джидинская вулканическая зона была заложена дискордантно к структурам фундамента в области перехода между подвижными зонами, отличавшимися по динамике: орогенной в Хангай-Бельской зоне и рифтовойв Байкальской. Развитие Еркешан-Ксаогулихинской вулканической зоны было подчинено древней границе литосферных блоков, активизированной в мезозое и кайнозое.

Работа выполнена при частичном финансировании проекта РФФИ № 14–05–31328.

Список литературы

Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И и др. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 11. – С. 1162–1190

Логачев Н.А. Саяно-Байкальское становое нагорье // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. – С. 7–163.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: ВО "Наука". Сибирская издательская фирма, 1993. – 288 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. – 2013. – Т. 88. – № 4. – С. 21–35.

Рассказов С.В., КункМ.Дж., ЛурДж.Ф., Бауринг С.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar–Ar и K–Ar датирование вулканизма бассейна Джиды) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – № 6. – С. 3–15.

Рассказов С.В., Саньков В.А., Ружич В.В., Смекалин О.П. Кайнозойский континентальный рифтогенез: Путеводитель геологической экскурсии в Тункинскуюрифтовую долину // Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – 40 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я., МенгФ., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. – 2011. – Т. 19. – № 6. – С. 599–631.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. – 351 с.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // Geodynamics&Tectonophysics. 2013. – V. 4, N 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Чувашова И.С., Рассказов С.В.Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Иркут.ун-т, 2014. – 296 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Лиу Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Изотопно-обогащенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай // Известия Иркутского государственного университета. Серия наук о Земле. 2009. – Т. 2. – № 2. – С. 181–198.

Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. 2001. V. 339. – P. 385–401.

Wang Y., Chen H. Tectonic controls on the Pleistocene-Holocene Wudalianchi volcanic field (northeastern China) // Journal of Asian Earth Sciences. 2005. V. 24. – P. 419–431.

Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // J. Petrology. – 1995. – V. 36, N 5. – P. 1275–1303.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КУЛЬТУРНЫХ ОСТАТКОВ НА ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ ИРКУТСКА*

Е.О. Роговской, С.А. Когай

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия, eor127@yandex.ru, kogai@irkutsk.ru

THE STRATIGRAPHIC CONDITIONS OF CULTURAL REMAINES' OCCURRENCE IN PALEOLITHIC SITES OF IRKUTSK

E.O. Rogovskoy, S.A. Kogai, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Иркутск расположен на южном окончании Иркутского амфитеатра на стыке двух горных областей Южной Сибири: Алтае-Саянской с запада–юго–запада и Прибайкальской – с востока–юго–востока (Вдовин, 1976). Преобладающие показатели высот над уровнем моря – 500–550 м, местность расчленена глубоко врезанными (100–150 м) в плоскогорья долинами рек Ангары, Иркута, Ушаковки. Большая часть территории занята склонами различной крутизны. Выраженная прямолинеиность речных долин, субпараллельностьпадеи, схождение в одном узле русел Иркута, Ушаковки и Ангары указывают на использование гидросетью зон разрывных тектонических нарушении. Разломными структурами на территории Иркутска сформировано четыре мегаблока: Новоленинский, Ушаковско–Топкинскии, Правобережныи и Левобережныи (Лобацкая, Котлобаева, Биктимирова, 2000). На территории Иркутска и его ближайших окрестностей на сегодня известно 13 палеолитических местонахождений – в границах Новоленинскогомегаблока расположены объекты Ленинский и Мамоны II–III; Ушаковско–Топкинского – Щапова I–II, Спартак I, Военный Госпиталь, стоянка им. И. В. Арембовского; Правобережного – Седова; Левобережного – Герасимова I, Школа № 63, Роща Звездочка и Новый Ангарский Мост (Роговской и др., 2013; Роговской, Когай, 2014). Часть из перечисленных местонахождений раскопаны полностью в результате спасательных работ, часть находятся в процессе полевого изучения, некоторые являются лишь выявленными объектами, не затронутыми серьезными исследованиями.

Данная работа посвящена описанию стратиграфических ситуаций, выявленных на основных палеолитических местонахождениях всех четырех мегаблоков (Мамоны II, Спартак I, Седова и Герасимова I), и общих закономерностей формирования культуросодержащих отложений позднекаргинского–раннесартанского времени.

Местонахождение Мамоны II расположено на северо–западной окраине Иркутска между селитбенными границами города и села Мамоны. В геоморфологическом отношении объект находится на левом борту долины Иркута в шести километрах от его устья, на мысовидном участке юго–восточного склона горы Чуприха, ограниченного безымянной падью с запада и техногенным обнажением с юга, на относительных отметках 18–20 м от уреза р. Иркут (Воробьева, Генералов, 1997; Роговской и др., 2013). Вскрытая разрезом общей мощностью 4 м стратиграфическая ситуация представлена седиментами от раннеголоценового до каргинского времени. Всего выявлено шесть слоев – 1–2 относятся к голоцену (общая мощность – 0,2–0,9 м), 3–6 – к верхним отделам неоплейстоцена (общая мощность – 3,1–3,8 м). Слой 3 содержит в себе археологический и палеонтологический материал верхнего отдела залегания культурных остатков, представлен лессовидными плотными пылеватыми однотонными светло–серыми суглинками с карбонатными новообразованиями, предварительно определен позднесартанским–среднесартанским возрастом. Материал залегает по всей толще слоя, вертикальный разброс достигает 1,5 м. Слой 4 включает в себя нижний отдел залегания культурных остатков, представлен тяжелыми плотными оглеенными неравномерно окрашенными (от светло–серого до серовато–бурого) сильно карбонатизированнымиожелезненными суглинками, деформированными солифлюкционными процессами и серией крупных глубоких криогенных трещин; археологический и палеонтологический материал также распределен по всей мощности пачки (до 2 м), но тяготеет к нижним частям криогенных трещин. По костным остаткам для

слоя 4 получена серия абсолютных дат в пределах 30–40 тыс. л. н. (Воробьева, Генералов, 1997; Роговской, Когай, 2014), что позволяет нам отнести время формирования культуросодержащегоседимента к позднекаргинскому времени. Подстилающие слои 5 и 6 вероятно относятся к раннекаргинскому времени.

Местонахождение Спартак I расположено на поверхности выположенногомысовидного образования склона правого борта р. Ангара с относительными высотными отметками около 49–50 м. Указанное геоморфологическое тело сформировано при участии деятельности падей Пшеничная и Ключевая и ограничивается уступом левого борта пади Ключевой со стороны северо–запада и уступом правого борта Пшеничной с юго–востока (Семин и др., 2014). В разрезе общей мощностью 2 м выявлены седименты голоценового (слои 1–3) и верхненеоплейстоценового (слои 4–6) возраста, а также подстилающая их кора выветривания юрских песчаников (слой 7). Голоценовые слои (мощностью до 0,8 м) представлены средними суглинками разного окраса. Пачка поздне– и среднесартанских отложений (слои 4–5) сложена средними плотными суглинками с карбонатными новообразованиями светло–сизого и буроватого окраса (мощность до 0,6 м). Слой 6, представленный средними плотными сизоватыми солифлюциированными суглинками (вероятно раннесартанского–позднекаргинского времени), вмещает в себя археологический и палеонтологический материал, распространенный по всей мощности седимента с тяготением к подошве слоя и контакту с корой выветривания. Юрская кора выветривания представлена желтым дезинтегрированным песчаником с включениями черных углистых марганцевых прослоев.

Местонахождение Седова располагается на ступенчатом склоне правого борта долины р. Ангара на фрагменте выровненной поверхности структурно–денудационного склона. Относительные гипсометрические отметки составляют 29–32 м (Роговской и др., 2011; Роговской и др., 2013). В разрезе общей мощностью 7,5 м вскрыты отложения голоценового (слои 1–2) и верхненеоплейстоценового (слои 3–14) возраста. Голоценовыеседименты, частично разрушенные хозяйственной деятельностью, представлены тяжелыми буровато–серыми и буровато–желтыми суглинками общей мощностью до 1,5 м. Поздне– и среднесартанские отложения (слой 3) представлены в разрезе мерцательно, местами нарушены морозобойными клиньями, сложены тяжелыми карбонатизированными суглинками (мощность до 0,4 м). Культуросодержащий слой 4 представлен легкими и средними неравномерно окрашенными солифлюциированными суглинками (мощность до 0,8 м). Археологический и палеонтологический материал рассредоточен по всей мощности слоя, тяготея в ориентации к вектору гравитационного сноса по линии восток–запад. По костным остаткам для слоя 4 была получена серия абсолютных дат в пределах 23–25 тыс. л. н. (Роговской и др., 2011; Роговской, Когай, 2014), что указывает на его раннесартанский–позднекаргинский возраст. Подстилающие слои 5–14 относятся к раннекаргинскому–казанцевскому времени.

Местонахождение Герасимова I расположено в зоне слияния Иркута (правый берег) и Ангары (левый берег) на относительных высотах 22–32 м (Ларичев и др., 2009). В разрезе общей мощностью до 7 м выявлены отложения голоценового (слои 1–2) и верхненеоплейстоценового (слои 3–6) возраста. На контакте слоев 4 и 5 фиксируется первый уровень культурных остатков, имеющий абсолютные датировки в пределах 18–22 тыс. л. н.(Ларичев и др., 2009; Роговской и др., 2013). Слой 5, содержащий второй уровень культурных остатков, сложен мультислойчатымисолифлюциированными бурыми, красно–ржавыми, палевыми, желто–бурыми, пепельно–серыми разбитыми криогенезом, суффозионной трещиноватостью и микросбросами суглинками, супесями и песками (мощность до 3 м) раннесартанского–позднекаргинскоговозраста. Вертикальный разнос находок в этой культуросодержащей пачке достигает максимума ее мощности –3 м. По костным остаткам для этой пачки получена серия абсолютных дат в пределах 27–35 тыс. л. н.(Ларичев и др., 2009; Роговской и др., 2013). Подстилает ее толща мультислойчатых красновато–коричневато–желтых ожелезненных песков с прослойками супесей и суглинков с видимой мощностью до 2,5 м (слой 6).

Таким образом, при рассмотрении относительных гипсометрических отметок палеолитических объектов выяснилось, что строгой привязки к определенным высотам нет. Объекты с близкой хронологией располагаются на отметках с очень широким разбросом – от 18 до 116 м. Слагающие склоны делювиальные отложения вне зависимости от высотных отметок близки по своему строению. Отличия могут касаться общей мощности толщи верхнечетвертичных отложений и наличия и мощности конкретных седиментов. Но во вскрытых разрезах в большинстве случаев фиксируется раннесартанскийсолифлюксий с редуцированными позднекаргинскими почвами, являющиеся на сегодня основными культуросодержащими отложениями. Отмечено, что мощность неоплейстоценовых отложений фактически повсеместно зависит от глубины залегания коренных пород, в данном случае представленных юрскими галечниками и песчаником. Интенсивность гравитационных процессов, влияющих на скорость движения литодинамического потока, зависит от разных условий, в числе которых могут быть палеоэкологические обстановки, степень влагонасыщенности грунтов (дренаж), угол наклона склона, физические или химические свойства слагающих склон грунтов, условия седиментации. Все это в совокупности дает фиксируемую постдепозиционную ситуацию палеолитических местонахождений на рассматриваемой территории.

**Работа выполнена при поддержке Государственного задания Минобрнауки, тема № 33. 1637. 2014/ К*

Список литературы:

Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. – М.: Наука, 1976. – 270 с.

Воробьева Г.А., Генералов А.Г. Новое палеолитическое местонахождение Мамоны II // Дуловские чтения 1997 года (Секция археологии и этнографии). Иркутск, 1997. – С. 31–33.

Ларичев В.Е., Липнина Е.А., Медведев Г.И., Когай С.А. Ангарский палеолит: у истоков «художественного творчества» ранних HomoSapiens Восточной Сибири и начало обретения ими протонаучных знаний о природе // Вузовская научная археология и этнология Северной Азии. Иркутская школа 1918-1937 гг.: Материалы всероссийского семинара, посвященного 125-летию Б. Э. Петри. – Иркутск: Амтера, 2009. – С. 249–264.

Лобацкая Р.М., Котлобаева Т.А., Биктимирова Н.В. Характер раздробленности территории города как один из факторов устойчивостигеологической среды // Город: прошлое, настоящее и будущее. Проблемы развития и управления на пороге III тысячелетия. – Иркутск: изд–во ИрГТУ, 2000. – С. 128–133.

Роговской Е.О., Воробьева Г.А., Попов А.А., Когай С.А. Результаты исследований палеолитического местонахождения Седова в Иркутске // Вестник НГУ. Серия: История, филология. – 2011. – Т. 10, вып. 5: Археология и этнография. – С. 132–140.

Роговской Е.О., Когай С.А., Козырев А.С., Попов А. А. Палеолитические объекты среднего и верхнего неоплейстоцена Иркутска: проблемы и перспективы изучения // Вестник НГУ. Серия: История, филология. – 2013. – Т. 12, вып. 5: Археология и этнография. – С. 97–107.

Роговской Е.О., Когай С.А. Геолого–геоморфологические условия расположения палеолитических объектов Иркутска // Труды IV (XX) Всероссийского археологического съезда в Казани. – Казань: изд–во Отечество, 2014. – Т. IV. – С. 358–361.

Семин. М.Ю., Когай С.А., Роговской Е.О. Спартак I – новое палеолитическое местонахождение в Иркутске // Известия ИГУ. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология» – 2014. – Т. 9. – С. 34–45.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ФАУНЕ КАМЧАТКИ

О.Ю. Рождественский[1], О.В. Яшина[2]

[1]*пос. Мильково Камчатский край,* olurrog74@mail.ru

[2]*Музей истории и природы края МБУК «Череповецкое музейное объединение», Череповец, Россия*
Aculina12@ambler.ru

NEW DATE ON THE QUATERNARY FAUNA OF KAMCHATKA

O. Rogdestvenskiy, Milkov, oKamchatskiy Krai, Russia;
O. Yashina, Cherepovets Museum Association Museum of History and Nature of the region, Russia

В настоящее время разрез отложений Камчатской депрессии считается эталонным для изучения стратиграфии плейстоцена Камчатки. Детальные исследования отложений проводились в 1960-1965 годах, и их результаты отражены в двух монографиях (Брайцева и др., 1968, Куприна, 1970). В основу возрастного расчленения был положен климатостратиграфический критерий с использованием данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов.Позднее,в работе В.Ю. Кирьянова, были суммированы данные о вулканических пеплах (Кирьянов, 1981). В статье О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцева и Л.Д. Сулержицкого (Брайцева и др., 2005) представлены результаты радиоуглеродного датирования, согласно которому, возраст остатков млекопитающих,найденных в долине р. Камчатки (*между посёлками Кирганик и Долиновка в ярах, примыкающих к массиву вулканитов г. Генералки*), лежит в интервале 12630±50 – 46700±1200 лет.

Большая часть находок, за небольшим исключением, подъемный материал, собранный на отмелях и островах.В толще аллювиальных песков яра Половинка в 1963 году геологом Камчатского геологического управления Л.И. Лапшиным были найдены часть черепа и обломок рога лося, определённого как Alceslatifronspostremus (Куприна, 1970). Лоси этой формы, согласно Э.А. Вангенгейм и К.К. Флерову, выделивших эту форму, характеризуют начало среднего плейстоцена. Кроме того, в разрезах яров Половинка, Крутой и Большой, из толщи покровных отложений, были извлечены костные остатки Mammuthusprimigenius (поздний тип), Coelodontaantiquitatis, Bisonpriscusdeminutus,Alcesalces, Lepustumidus, которыеотносятся к верхнепалеолитическому комплексу.

Изначально предполагалось, что отложения,вскрытые в ярах, формировались на протяжении всего плейстоцена. Толща «синих глин», слагающая нижнюю часть разреза, отнесена ко второй половине нижнего плейстоцена или окскому оледенению (по Брайцевой), а «косослоистые пески» и озёрные пески междуречья Камчатки-Караковой-Козыревкик началу среднего плейстоцена. Плотные супеси с включением гравия, считалисьмореной максимального (днепровского) оледенения; аллювиальные осадки и покровные супеси верхней части разреза отнесены к верхнему плейстоцену. Эта же схема представлена в статье «Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений Центральной Камчатской депрессии» (Брайцева и др., 2005).

В восьмидесятые годы прошлого века отложения Центрально-Камчатской депрессии изучались при проведении работ по оценке нефтегазоносности района, поисковых работ на строительные материалы вдоль трассы на Агинское золоторудное месторождение (Литвинов А.Ф. и др., 1984) и поисковых работ на строительный песок в радиусе 25км от с. Мильково (Рождественский и др., 1992). По материалам бурениями сейсмического зондирования (Иванов Б.В. и др., 1995) отложения в ярах средней части бассейна р. Камчатки слагают только самую верхнюю – небольшую часть четвертичного разреза.Осадочные породы неогенового и палеогенового возраста залегают на глубинах от 500-600 м и ниже.

В результате проведения поисковых работ, на обширной территории между реками Кирганик и Андриановка (южная часть), в подошве покровных супесей было обнаружено, а затем разведано, несколько залежей и пластов пемзового песка мощностью 5-6 м. По присутствию биотита,пемза,скорее всего, связана с извержениями вулкана Хангар, как и вышележащие супеси. Толща может иметь озёрное происхождение. Основание разрезов в этом районе представлено аллювиальными гравийными отложениями.Разрезы этой части депрессии резко отличаются от разрезов междуречья Камчатки-Караковой-Козыревки (северная часть), где на толще «синих глин» залегает толща озёрных песков мощностью более 120 м. Разрезы в районе горы Генералки, расположенные в средней части депрессии, позволяют связать всё в единое целое.При этом мореноподобная толща рассматривается как продукт прибрежного оползня или селевого потока.

Формированиетолщи «синих глин» связано с проявлением вулканизма в районе Ключевской группы вулканов. Долина р. Камчатки была полностью перегорожена и затоплена. В дальнейшем запруда неоднократно размывалась, но после каждого очередного извержения восстанавливалась. В верхней части толщи «синих глин» и в «косослоистых песках» выявлено и прослежено по простиранию несколько слоёв торфа и горизонтов с древесиной, имеющей свежий облик. В северной части площади озеро существовало постоянно.Материал для формирования толщи озёрных песков поступал со стороны вулканов Ключевской группы. В южной части, при формировании нового базиса эрозии впадавших в озеро рек, накапливалась мощная толща аллювиального гравия. На площади между устьем р. Кирганик и пос. Таёжным, в условиях неоднократного изменения уровня озера, формировалась толща «косослоистых песков». Заключительный этап ознаменовался максимальным проявлением вулканической активности. Запруда достигла наибольшей высоты, и депрессия вновь была затоплена до верховьев. Одновременно произошёл колоссальный выброс пемзы вулканом Хангар, которая затем выносилась в озеро из бассейнов рек Кирганик и Андриановка. В дальнейшем за счёт продуктов извержения этого вулкана в южной части озера сформировалась толща покровных супесей.

К настоящему времени в фондах музеев и в частных собраниях Камчатского края скопилось весьма представительное количество костных остатков, собранное на отмелях и у подножия яров в долине р. Камчатки. Они несколько расширяют наше представление о видовом разнообразии животных обитавших на этой территории на протяжении четвертичной истории края и при более детальном изучении внесут свою лепту в решение вопроса о стратиграфии плейстоцена Камчатки.

Степень сохранности и видовой состав материала позволяет отнести его к верхнеплейстоценовым находкам, что не противоречит предлагаемой модели.

Видовой состав животных в частных коллекциях и коллекциях краеведческих музеев Камчатского края (г. Петропавловск-Камчатский, пос. Мильково, пос. Эссо)

№ п/п	вид	количество
1.	*Mammuthusprimigenius*	119
2.	*Bisonpriscus*	46
3.	*Alcesalces*	4
4.	*Equus sp.*	5
5.	*Coelodonta antiquitatis*	3
6.	*Cervuselaphus*	2
7.	*???*	20

Подъёмный материал должен был содержать всё, что вымывается из яров, в том числе средненеоплейстоценовые и более древние формы.В исследованном материале их не оказалось.К сожалению, не удалось изучить череп лося из яра Половинка, найденный при работах в 1963 года (его местонахождение в настоящий момент неизвестно), так как возникают сомнения в том, что он относится к *Alceslatifronspostremus.*

Список литературы:

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. – М.: Наука,1968. – 226 с.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений центральной Камчатской депрессии// Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. -Т-3. – №1 .- С.121-130.

Кирьянов В.Ю. О возможности корреляции пепловых горизонтов в плейстоценовых отложениях Центральной Камчатской депрессии // Вулканология и сейсмология. – 1983. – № 2. – С.25-35.

Куприна Н.П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. –М.: Наука, 1970. – 148 с.

Иванов Б.В., Попруженко С.В., Апрелков С.Е. Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурная позиция вулканов // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатскойостроводужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. – Петропавловск-Камчатский, 2011. – 428 с.

Литвинов А.Ф. и др. Отчёт о результатах поисковых работ на строительные материалы вдоль трассы на Агинское золоторудное месторождение. – Петропавловск-Камчатский, 1984.

Рождественский О.Ю. и др. Отчёт о результатах поисковых работ на строительный песок в радиусе 25 км от с. Мильково.- Мильково, 1992.

ФОРМИРОВАНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА В ГОЛОЦЕНЕ

Ф.А. Романенко
МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, faromanenko@mail.ru

THE LOOSE DEPOSITS FORMATION OF FRANZ JOSEF LAND IN THE HOLOCENE

F.A. Romanenko, MSU, Geographical department, Moscow, Russia

Первые сведения о рыхлых отложениях Земли Франца-Иосифа доставили открывшие её 30 августа 1873 г. участники австро-венгерской экспедиции на фрегате «Тегетхофф». Они сразу обратили внимание на щебнисто-глыбовый коллювий, сплошным чехлом покрывавший немногие свободные от снега и льда участки о-вов Вильчека и Галля (Пайер, 1935). Новые геологические данные доставили экспедиции Б. Ли-Смита (1880-82), Ф. Джексона (1894-97), Ф. Нансена (1895-96), В. Уэльмана (1898-99), герцога Абруццкого (1899-1900), Э. Болдуина и А. Фиалы (1902-1905), Г.Я. Седова (1913-14). Ф. Нансен проинтерпретировал береговые валы и террасы, находки на них костей китов и морских раковин как признак поднятия берегов. R. Koettlitz (1898) установил, что большая часть древних береговых линий располагается на высотах до100 футов (31 м), но некоторые – до 400 футов (122 м). И на столь значительной высоте находятся скелеты тюленей и моржей. На мысе Мэри Хармсуорт и на мысе Флора он обнаружил трещины шириной 1 фут (30,5 см) и глубиной 2 фута (61 см), которые рассекают ледяные жилы, и предположил, что жилы играют важную роль в формировании полигонов. Обнаруженные на м.МэриХармсуорт гранитные валуны Кёттлиц посчитал перенесёнными морским льдом.

В.Ю. Визе и М.А. Павлов во время зимовки 1913-14 гг. в бухте Тихой на о. Гукера провели наблюдения над формированием и распространением ледников и морен (Павлов, 1921). Представления о стратиграфии рыхлых отложений архипелагадетализированы сотрудниками полярной станции Бухта Тихая (открыта в 1929 г.)и морских экспедиций И.М. Ивановым, М.Н. Иванычуком, Р.Л. Самойловичем (Самойлович, Иванов, 1931; Иванычук, 1934). В 1933/34 гг.Т.Н. Спижарский (1936) впервые использовал при геологической съёмке аэровизуальные наблюдения с самолётов Е.М. Кошелева и В.Д. Волосюка. В.Д. Дибнер с коллегами в 1950-е и 1970-е гг. (Дибнер, 1959, 1998), сотрудники ПМГРЭ (г.Ломоносов) и ГИН РАН в 2000-2007 гг.провели геологическую съёмку. Материалы съёмок дополнили участникизимовочной гляциологической экспедиции Института географии АН СССР по программе МГГ в 1957-59 гг. (Суходровский, 1967; Оледенение ЗФИ, 1973), экспедиций ААНИИ в 1957-62 гг. (Говоруха, 1964-70), российско-американских (Матишов и др., 1994; Formanetall., 2004), российско-шведских экспедиций (Glazovskiyetall., 1992-94), а также морской экспедиции «Арктика-2007» (Гусев и др., 2013).В начале 1960-х гг. появились первые результаты радиуглеродного датирования, положившие начало большой (около 200 единиц) коллекции датировок. Автором полевые работы на островах ЗФИ выполнялись в составе экспедиций НП «Русская Арктика» (КЭйРА-2012) и Национального географического общества США «Чистые моря-2013», в ходе которых удалось обследовать 36 островов.

К настоящему времени на ЗФИ известно несколько генетических типов четвертичных отложений, представления о распространении которых отражены на «Карте…», 2014.

Элювиально-коллювиальные отложения преимущественно щебнисто-глыбового состава перекрывают свободные от ледников и снежников участки плато и их крутых склонов. В зависимости от состава субстрата в составе коллювия меняется доля базальтовых обломков и песчано-глинистого материала.

Ледниковые отложения современных ледников, возникших во время «малого ледникового периода» (Оледенение.., 1973), продолжают формироваться в виде боковых и срединных морен, вытаивающих из-под льда. По составу это песчано-щебнисто-глыбовые образования, насыщенные льдом и часто представляющие собой ледогрунт, поэтому интенсивно разрушаемые термоденудацией. Более древние морены известны на о. Гукера у скалы Рубини (стадия Рубини), более молодые – на о-вах Мейбел, Грили, Нортбрук и др.

Морские отложения слагают многочисленные террасы, опоясывающие скальные цоколи большей части островов. По данным радиоуглеродного датирования древнего плавника, костей китов, морских моллюсков, их возраст увеличивается от последних столетий на низких (до 5 м) уровнях до 11-10 тыс. лет на поверхностях высотой 30-60 м. По составу преобладают валунно-галечные образования, существенно реже встречаются песок и глина.

Возраст аллювиальных и дельтовых песков и галечников, развитых только в долинах самых крупных рек (например, р. Романтиков на о. Хейса), не превышает тысячи лет. В долинах прочих водотоков формируется щебнистый пролювий, т.к. они активны только в короткие периоды снеготаяния и/или сильных осадков. Озёрные отложения, впервые исследованные Л.С. Говорухой (1970) распространены только на низких поверхностях. Их мощность не превышает 0,5 м, начало образования отнесено к 7000 л.н.

Своеобразный феномен архипелага, в котором преобладают ледники и скалы, –болотные торфяники, ограниченные фрагменты которых приурочены к тыловым частям морских террас высотой до 25 м. Они имеют иногда обычный мохово-травянистый состав, но существенно чаще состоят из водорослей. Возраст их находится в пределах от 6 до 3 тыс. радиуглеродныхлет назад (р.л.н.), что соответствует самому тёплому периоду в истории голоцена ЗФИ. Примерно в это же время (6-1,5 тыс. р.л.) в архипелаге жили северные олени, о чём свидетельствует коллекция из 26 датировок, полученных М.Г. Гросвальдом, А.Ф. Глазовским, С. Форманоми их коллегами. Наибольшее число (80 %) дат находится в интервале 5-2,5 тыс.р.л. Именно в это время растительность ЗФИ позволяла существовать здесь оленьему стаду, в настоящее время условия для жизни которого отсутствуют.

Условия торфообразования сохранялись в кутовых частях лагун. На определённом этапе развития архипелага таких лагун было больше, чем сейчас. Значительные площади Земли Александры, Земли Георга, о-вов

Мейбел, Белл, Нортбрук, Джексона, Циглера заняты сложно построенными системами вытянутых, извилистых, округлых береговых валов, срезающих друг друга и отделяющих многочисленные заболоченные понижения – палеолагуны. Наиболее сложная картина – на высотах 8-15 м, что говорит о высокой изменчивости литодинамических условий во время формирования данного уровня (5-2,5 тыс. р.л.н.). Это подтверждает представления о том, что климаттческий оптимум голоцена в архипелаге был именно в это время, т.е. немного позже, чем в материковой Арктике, и существенно позже, чем в восточном её секторе, в том числе на Новосибирских островах. И море вокруг ЗФИ было менее ледовитым, чем в более поздние эпохи.

Данный вывод подтверждается и анализом массива радиоуглеродных дат. Так, максимальное число датировок плавника (74 %) приходится на интервал 5,5-1,5 тыс. р.л.н., на него же приходится 45 % дат китов. Преобладание открытой воды у побережий ЗФИ способствовало высокой штормовой активности, и волны выбрасывали плавник и мёртвых китов на берега, одновременно подавляя жизнедеятельность морских раковин. Наибольшее число датировок морских моллюсков (*Myatruncata, Hiatellaarctica*) приходится на более раннее, более холодное и, видимо, более ледовитое время – 11-8 тыс. р.л. (78 % дат).

В ходе экспедиций 2012-13 гг. мы обнаружили ранее неизвестный в архипелаге сейсмоколлювий. Про многочисленные тектонические разломы, по которым дифференцировались блоки островов, было известно давно (Дибнер, 1970), хотя Ф. Нансен приписывал главную роль в разделении единого базальтового плато на острова не эндогенным, а экзогенным факторам. Длительное время считалось, что в новейшее время движения по разломам не происходили, а затухли (Говоруха, 1964). Но Г.А. Ковалёва с коллегами (1974), получив серию радиоуглеродных дат с Земли Александры, впервые высказала предложение учитывать молодую разрывную тектонику архипелага и пересмотреть его сейсмическое районирование.

На о-вах Циглера, Вильчека, Мак-Клинтока, Скотт-Келти нами обнаружены признаки совсем молодых по облику (несколько тысяч или даже сотен лет) сеймических событий. Это системы узких скальных ущелий с отвесными бортами, образующих структуру «ласточкин хвост», трещины в скальных массивах, деформации встряхивания в виде каменных хаосов из остроугольных обломков базальтов с абсолютно гладкими поверхностями. Многочисленны скальные обрывы, у подножья которых чехол упавших обломков перекрывает береговые валы (о. Скотт-Келти). Некоторые участки (о. Циглера) скальных поверхностей рассечены сериями ящикообразных ущелий или расселин, края которых разбиты системами субпараллельных трещин. Встречаются вертикальные смещения частей поверхностей относительно других (сбросы) амплитудой до 0,3-0,4 м, отражающиеся в появлении вдоль них цепочек перевёрнутых и/или сдвинутых обломков.

Таким образом, полученные новые факты свидетельствуют о более сложной истории формирования рыхлых отложений ЗФИ в голоцене, и мы вправе ожидать новых находок.

Работа выполняется при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00549) и национального парка «Русская Арктика».

Список литературы:

Говоруха Л.С. Молодые тектонические движения на Земле Франца-Иосифа и их геологические последствия// Проблемы Арктики и Антарктики. – Вып.17. – 1964. – С.77-80.

Говоруха Л.С. Земля Франца-Иосифа // Советская Арктика. М.: Наука, 1970. – С.328-359

Гусев Е.А., Большиянов Д.Ю., Дымов В.А., Шарин В.В., Арсланов Х.А. Голоценовые морские террасы южных островов Земли Франца-Иосифа // Проблемы Арктики и Антарктики. № 3 (97). 2013. С.103-108

Дибнер В.Д. Земля Франца-Иосифа // Труды НИИГА. – Т.91. – 1959. – С.9-19.

Иванычук М.Н. 14 месяцев на Земле Франца-Иосифа. Харьков: Українськийробитник, 1934. 126 с.

Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.

Ковалёва Г.А., Голубков В.С., Гусев Б.В. Современные движения острова Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л.: НИИГА, 1974. С.87-92.

Матишов Г.Г., Мысливец В.И., Форман С. Геологическое строение и условия седиментации // Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. – С.13-14.

Оледенение ЗФИ. М.: Наука, 1973. 352 с.

Пайер Ю. 725 дней во льдах Арктики. М.-Л.: Изд-во Главсевморпути,1935. 302 с.

Павлов М.А. Дислокация в ледниках Земли Франца-Иосифа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. № 21. 1921. 8 стр.

Самойлович Р.Л., Иванов И.М. Некоторые данные по геологии и геоморфологии Земли Франца-Иосифа//Труды Института по изучению Севера. – Вып.49.- С.111-139.

Спижарский Т.Н. Некоторые данные по геоморфологии Земли Франца-Иосифа // Труды Арктического института. Т.XLI. 1936. С.39-62.

Суходровский В.Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях. М.:Наука,1967.120 с.

GlazovskiyA.F., NaslundJ.-O., ZaleR. Deglaciation and shoreline displacement of Alexandra Land, Franz Josef Land // GeografiskaAnnaler. 1992. 74A. – P.283–293.

Dibner V.D. Geology of Franz-Josef Land. Oslo: NorskPolarinstitutt, 1998. 190 p.

Forman S.L., Lubinski D., WeiheR.R. The Holocene occurrence of reindeer on Franz Josef Land, Russia // The Holocene. 2000. 10: P. 763-768.

Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia//Quaternary Science Reviews 23 (2004) P. 1391–1434

Koettlitz R. Observations on the Geology of Franz-Josef Land // Quarterly Journal of the Geological Society.1898, v.54; p620-645.

Naslund J.-O., Zale R., Glazovskiy A. The mid Holocene transgression on Alexandra Land, Franz Josef Land, Russia//GeografiskaAnnaler. 1994.76 (A), P. 97–101.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР

А.В. Романова
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, sandra_ru@bk.ru

MODERNAND QUATERNARYSEDIMENTATIONPATTERNS IN THE OKHOTSK SEABY PLANKTONIC FORAMINIFERA

A. Romanova, Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia

Выявление особенностей осадконакопления в Охотском море требует комплексного подхода, включающего исследование, как процессов формирования современных осадков, так и более древних отложений. При этом необходимо учитывать не только вещественный и гранулометрический состав осадка, но и те климатические и океанологические условия, в которых они формируются и формировались в прошлом. Флуктуации палеоклимата в первую очередь затрагивали верхние слои воды и обитавших здесь планктонных организмов. Планктонные фораминиферы, являющиеся чуткими индикаторами изменений стратификации водной массы, температурного режима и солености поверхностных вод, всецело используются для расшифровки условий седиментации. Работ, посвященных использованию планктонных фораминифер как биостратиграфического инструмента расчленения верхнечетвертичных отложений в Охотском море относительно немного, но восстановление условий осадконакопления без учета сведений о планктонных фораминиферах не даёт полной и всесторонней ретроспективной картины. Данное исследование направлено на восстановление обстановок формирования осадков в Охотском море в позднеплейстоцен-голоценовое время по данным фораминиферового анализа. При этом не маловажную роль играет анализ современных условий осадконакопления по планктонным фораминиферам, который необходим для объективной интерпретации данных изучения осадков колонок на основе актуалистического подхода.

Материалом для исследования послужили 80 поверхностных проб донных отложений и колонки 936, LV 40-06, LV 40-18, LV 40-20. Все поверхностные пробы и пробы из колонок были обработаны водно-ситовым методом. Материал был любезно предоставлен автору сотрудниками ТОИ и ДВГИ ДВО РАН.

На основе проведенных исследований было установлено, что концентрация раковин фораминифер в осадках возрастает от 0,1 экз/г на севере до 3538 экз/г в центральной части моря вблизи возвышенности Института океанологии и затем постепенноснижается до 110 экз/г в районе Курильских о-вов. Для танатоценозов всех изученных поверхностных проб были рассчитаны индексы видового разнообразия, которые отражают различные его аспекты (видовое богатство, выровненность сообществ, относительное доминирование отдельных таксонов). Вместе с тем они позволяют получить более объективную информацию о пространственном распространении танатоценозов, приуроченных к определенным экологическим условиям, которая может быть использована для интерпретации данных фораминиферового анализа осадков колонок, особенно при оценке смещения границ биогеографических районов.В поверхностных осадках Охотского моря обнаружено семь видов и разновидностей планктонных фораминифер: *Neogloboquadrinapachyderma*sin., *N. pachyderma*dex., *Globigerinabulloides*,*Turborotaliaquinqueloba*,*Globigerinitaglitinata*,*G. uvula* и*Globorotaliascitula*.

Сопоставление полученных данных и результатов исследований других авторов (Lipps, Warme, 1966; Беляева, Бурмистрова, 2003 и др.) позволили уточнить положение границ районов, выделенных ранее на основе особенностей фораминиферовых танатоценозов (Романова, 2014). При этом учитывались не только биотические (таксономический состав танатоценоза, фораминиферовое число, соотношение видов в танатоценозе, морфологические особенности раковин), но и абиотические (температура, соленость, течения, влияние растворения) характеристики. Так, северную границу Центрального района, скорее всего, предлагается перенести до 57º с.ш. Танатоценозы из осадков, отобранных на станциях в этом районе, и по количественным, и по качественным показателям соответствуют танатоценозам, характерным для Центрального района. В них встречаются раковины *N. pachyderma*dex. и *T. quinqueloba*, отмечено некоторое увеличение фораминиферового числа (до 13 экз/г осадка).Танатоценозы в районе 47º с.ш., отличающиеся от танатоценозов Центрального района меньшим разнообразием, а также плохой сохранностью раковин, позволяют в первом приближении выделить вдоль Курильских о-вов еще один район – Юго-восточный. В осадках, отобранных вблизи 48º с.ш., встречаются преимущественно раковины *G. bulloides* и *N. pachyderma*sin., но уже в другом соотношении, нежели в Центральном районе. Заметно снижается фораминиферовое число до 0,35 экз/г, среднее значение составляет 110 экз/г.

Исследование планктонных фораминифер в изученных колонках и сопоставление полученных данных с результатами других видов анализов (Gorbarenkoetal., 2004) позволили выделить в колонках пять комплексов, отражающих климатические и гидрологические изменения, происходившие во время относительно крупных палеогеографических событий плейстоцена и голоцена. Фораминиферовые комплексы соответствуют МИС 1-5. Вместе с тем были установлены колебания количества и распределения видов, их соотношения в интервалах осадков, охарактеризованных комплексами, что послужило основанием для выделения палеосообществ фораминифер, фиксирующих кратковременные флуктуации основных параметров среды. Установлены критерии распознавания основных палеогеографических событий за последние 100 тыс. лет по данным фораминиферового анализа. Увеличение фораминиферового числа фиксируется в осадках, сформировавшихся во время МИС 1, для осадков МИС 2, 3, 4 данный критерий не является таким показательным. Относительное увеличение частоты встречаемости *G. bulloides*, *G. quinqueloba* в комплексе характерно для «теплой» МИС 3. Наиболее высокие

концентрации *N. pachyderma*sin. установлены в осадках «холодных» МИС 2 и 4. Признаки растворения раковин фораминифер наблюдаются в осадках, соответствующих подстадии 5c, отдельным временным срезам МИС 3, и позднему голоцену. Дополнительным критерием для выявления комплексов фораминифер, формировавшихся в определенных палеогеографических ситуациях, является выделение морфотипов доминирующей *N. pachyderma*sin. Выделенные морфотипы, скорее всего, отражают изменения в стратификации охотоморских вод, которая усиливалась в холодные периоды и ослабевала в теплые.Комплексы планктонных фораминифер отражают крупные события в истории осадконакопления за последние 100 тыс. лет: потепление МИС 5 с подстадиями a, b, c (100 – 74 тыс. лет), похолодания МИС 4 и 2 (74-59 и 28-14,7 тыс. лет, соответственно) и межледниковье МИС 3 (59-24 тыс. лет), дегляциация, включающая резкое потепление беллинг-аллеред (14,7-12,8 тыс. лет) с похолоданием поздний дриас (12,8-11,2), а также постдегляциация голоцена (с 6 тыс. лет). Самые значительные изменения экологической структуры и количественных характеристик тафоценозов планктонных фораминифер, повлиявшие на седиментацию Охотского моря, произошли на рубеже МИС 1 и 2, и были связаны с увеличением продуктивности фораминифер. Хорошая сохранность раковин, а также низкие показатели индекса фрагментарности позволяют исключить влияние растворения на раковины во время формирование осадков.

Список литературы:

Бараш М. С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. – М.: Наука. 1970. – 103 с.

Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря // Океанология. – 2003. – Т.43. – №2. – С. 219-227.

Романова А.В.Планктонные фораминиферы из поверхностных осадков Охотского моря // Вестник ДВО РАН. – 2014. – №3. – С. 85-94.

Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al. Late Pleistocene Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and peleontological evidence // Palaeogeogr. Palaeoclimatol.Palaeoecol. 2004. – V. 209. – P. 281–301.

Lipps J.H., Warme J.E. Planktonic foraminiferalbiofacies in the Okhotsk sea// Contrib. Cushman Found. Foram.Res. 1966. – V.17., Pt.4. – P.125–134.

ХАОТИЧЕСКИЙ ЭПИКАРСТ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА: РАЗНООБРАЗИЕ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ

Д.А. Рубан

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, Россия, ruban-d@mail.ru

CHAOTIC EPIKARST OF THE NORTHWESTERN CAUCASUS: DIVERSITY AND RELATIVE AGE

D.A. Ruban, Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia

Карстовые явления пользуются широким распространением в пределах выходов мезозойских карбонатных пород на Северо-Западном Кавказе (Гвоздецкий, 1981). Особого внимания заслуживает поверхностный карст (эпикарст), представленный, в частности, многочисленными карстовыми воронками и каррами. Уже несколько десятков лет он является объектом исследований (Лозовой, 1984; Любова, Рубан, 2013; Рубан, 2013). Двумя важными проблемами изучения эпикарста Северо-Западного Кавказа являются установление разнообразия соответствующих форм рельефа и определение их относительного возраста. Очевидно, что эти проблемы должны решаться в ключе как собственно геоморфологии, так и четвертичной геологии. Актуальным является построение комплексной модели карстового рельефообразования в рассматриваемом регионе на протяжении голоценовой эпохи. В настоящей работе делается попытка решения (безусловно, лишь частичного) вышеуказанных проблем на основе нового фактического материала.

В геологическом отношении изученный регион соответствует западной части складчато-надвигового сооружения Большого Кавказа, где доминирующим является мезозойский комплекс осадочных пород. В последнем выделяется мощная (до 3 км) толща верхнеюрских карбонатных отложений (известняки и доломиты) с биогенными постройками. Она слагает куэстовые гряды (высоты порядка 1000-2000 м). Сочетание литологического состава пород и большого количества осадков, выпадающих на данной территории, способствует широкому развитию эндо- и эпикарста (Гвоздецкий, 1981; Лозовой, 1984). Особое развитие эти явления получили в пределах Лагонакского нагорья и на близлежащих куэстах системы Скалистого хребта.

В ходе специально организованных полевых работ в июле 2014 г. эпикарст изучался морфографическим методом (Чикишев, 1973) на трех небольших участках: вблизи г. Нагай-Кошки, рядом с бровкой обращенного к р. Желобной эскарпа куэстового хребта Каменное море (Лагонакское нагорье) (участок 1), на северном пологом склоне того же хребта, вниз по направлению к истокам р. Курджипс (участок 2), а также рядом с бровкой обращенного к р. Мишоко эскарпа куэстового хребта Уна-Коз (Скалистый хребет), выше пос. Каменномостский (участок 3). При характеристике эпикарстовых форм рельефа обращалось внимание на их разнообразие по размеру и морфологии. Для определения морфологического разнообразия карров использовались их современные классификации (Тимофеев и др., 1991; Gines et al., 2009). При определении относительного возраста эпикарстовых форм были приняты во внимание признаки деградации карров, обозначенные К.А. Горбуновой (1985).

На всех изученных участках можно говорить о наличии хаотического эпикарста (cf. Лозовой, 1984), образуемого пространственной и генетической связью соответствующих форм рельефа и даже "наложением" их

друг на друга. Хаотичность подчеркивается также сочетанием эпикарста с частично разрушенными (в результате выхода на поверхность) полостями в горных породах, представляющих собой эндокарст. Наиболее крупными формами рельефа являются карстовые воронки диаметром от первых метров до нескольких десятков метров и таким же порядком глубин. Карры развиваются как на изолированных, выходящих на поверхность и непокрытых растительностью плоскостях напластования карбонатных пород (в т.ч. вблизи эскарпа куэстовых гряд – на участках 1 и 3), так и (чаще) в зонах, непосредственно примыкающих к карстовым воронкам, и на стенках последних. Среди карров наибольшим распространением пользуются грайки (трещинные карры) и каменицы (sensu lato, т.е. частично включая лунковые карры). Для последних свойственно исключительное морфологическое разнообразие на участке 1 (Рубан, 2013). Также были встречены и единичные риллы (желобковые карры); карры этого типа обнаружены автором на участке 2 впервые с начала ежегодных геологических исследований в пределах хребта Каменное море в 2007 г.

На участке 1 располагаются крупная карстовая коронка, а также многочисленные каменицы и грайки. Деградирующих карров немного. Напротив, отмечается большое количество эпикарстовых форм, которые могут быть признаны сравнительно молодыми. На участке 2. располагаются несколько небольших в диаметре, но достаточно глубоких карстовых воронок. Преобладающим типом карров являются грайки, однако каменицы также многочисленны. Установлено единичное проявление риллов. Среди карров отмечены деградирующие. Однако многочисленны и те, что не проявляют явной деградации. На участке 3 преобладают неглубокие, но сравнительно большие в диаметре карстовые воронки. Основным типом карров являются грайки, хотя каменицы также встречаются в значительном количестве. Карры невелики по размеру и очень часто несут явные признаки деградации.

Средний размер эпикарстовых форм оказывается наибольшим на участке 1 и наименьшим – на участке 3. Морфологическое разнообразие форм значительно на всех изученных участках, хотя достигает некоторого максимума на участке 2. Количество выпадающих осадков существенно больше на участках 1 и 2, чем на участке 3 (Лозовой, 1984). Это может объяснять меньшую глубину карстовых воронок и меньший размер карров в пределах последнего. Что касается деятельности накипных форм лишайников, которые являются значительным (если не решающим) фактором возникновения карров (Рубан, 2013; Gines et al., 2009; McIlroy de la Rosa et al., 2014; Zhang, 1993), то они пользуются большим распространением на всех изученных участках. Литологические особенности карбонатных пород, которые влияют на интенсивность карстообразования, требуют последующего изучения, однако, на первый взгляд, также не должны существенно различаться для этих участков.

Однако пространственные различия в количестве осадков не могут удовлетворительно объяснить, во-первых, сравнительно большой диаметр карстовых воронок на участках 1 и 3, а, во-вторых, максимальное морфологическое разнообразие эпикарста на участке 2. Можно предположить, что размер карстовых воронок может увеличиваться по мере приближения от нижних частей пологого склона куэстовой гряды вверх, т.е. по направлению к бровке эскарпа, за счет ослабления массива породы склоновыми процессами со стороны эскарпа. Крупные блоки карбонатных пород постепенно отделяются от основного массива и под действием силы тяжести начинают "скользить" вниз по подстилающим аргиллитам. Такие процессы, характерные для куэст, вполне могут интенсифицировать формирование карстовых воронок, достигающих больших размеров. Эта гипотеза подтверждается наблюдениями на участках 1 и 3, располагающихся на вершинах хребтов Каменное море и Уна-Коз соответственно.

Что касается максимального морфологического разнообразия карров на участке 2, то оно может быть удовлетворительно объяснено расположением последнего на пологом склоне куэстовой гряды. Дождевая вода здесь не только "застаивается" и проникает по трещинам вглубь карбонатного массива, но также и стекает по направлению к истокам р. Курджипс. Следствием этого и является появление разнообразных карров, включая риллы.

Соотношение числа карров с признаками деградации и без таковых позволяет считать эпикарст участка 3 более древним, чем на участках 1 и 2. Следуя той же логике, относительный возраст форм на участке 2, по всей видимости, больше, чем на участке 1. Если возраст поверхности карстообразования на участке 1 составляет порядка 2000-3000 лет (Любова, Рубан, 2013), то можно предположить несколько больший возраст для участка 2 и значительно больший возраст для участка 3.

Однако это отнюдь не окончательные выводы о возрасте хаотического эпикарста. Меньшее количество осадков, выпадающих в окрестностях пос. Каменномостского, т.е. на склонах хр. Уна-Коз, в сравнении с Лагонакским нагорьем (Лозовой, 1984) означает меньшую скорость карстообразования на участке 3. Если так, то большое количество карров с признаками деградации на этом участке логично объяснять не их большей древностью. Действительно, меньшее количество выпадающих осадков может способствовать менее глубокому заложению карров и, как следствие, меньшей продолжительности цикла их развития. Таким образом, окончательный вывод об относительном возрасте хаотического эпикарста на изученных участках может быть следующим. Эпикарст на участке 2 несколько более древний, чем на участке 1, однако говорить о существенно более древнем возрасте эпикарста на участке 3 в сравнении с участками 1 и 2 вряд ли возможно.

Больший возраст поверхности карстования на участке 2 относительно участка 1 требует особого внимания. т.к. эти участки располагаются достаточно близко друг к другу. По всей видимости, эти возрастные отличия должны объясняться в контексте эволюции хребта Каменное море на протяжении позднего голоцена, которая, в самом общем виде, соответствует направленности развития типичных куэстовых гряд. Однако сложность процессов рельефообразования на указанном хребте, выявленная ранее (Любова, Рубан, 2013), также должна быть принята во внимание.

В целом, проведенное исследование выявило заметное разнообразие эпикарстовых форм рельефа на Северо-Западном Кавказе и их возрастные различия. Последующие исследования в этом регионе должны способствовать накоплению нового материала, позволяющего существенно расширить сделанные выводы. Изучение возможного влияния ветра на формирование карров также видится перспективным в связи с недавно установленным опытным путем значительным воздействием ветра на эрозионные процессы (Iserloh et al., 2013). В частности, этот вопрос актуален для всех рассмотренных в настоящей работе участков, где большое количество осадков сочетается с достаточным постоянством сильных ветров.

В заключение автор выражает благодарность Н.В. Голубовой, О.В. Ивлиевой, А.С. Чихачеву и другим сотрудникам ЮФУ (Россия) за поддержку при организации полевых работ, а также М. Верешу (Венгрия), В. Риграфу (Германия) и прочим коллегам за помощь с литературой.

Список литературы:

Гвоздецкий Н.А. Карст. – М.: Мысль, 1981. – 214 с.

Горбунова К.А. Карстоведение. Вопросы типологии и морфологии карста. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1985. – 88 с.

Лозовой С.П. Лагонакское нагорье. – Краснодар: Краснодарское книжное изд-во, 1984. – 160 с.

Любова Е.А., Рубан Д.А. Процессы рельефообразования на западном склоне хр. Каменное море (Кавказ) и их экотуристическое значение // Геоэкологические проблемы современности. – Владимир, ВлГУ, 2013. – С. 154-155.

Рубан Д.А. Морфология и генезис камениц восточной периферии Лагонакского нагорья (Западный Кавказ) // Вестник Дагестанского научного центра. – 2013. – № 50. – С. 26-28.

Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста. – М.: Наука, 1991. – 260 с.

Чикишев А.Г. Методы изучения карста. – М.: Изд-во Московского ун-та, 1973. – 92 с.

Gines A., Knez M., Slabe T. et al. Karst rock features. Karren sculpturing. Postojna: Karst Research Institute ZRC SAZU. – 2009. – 561 p.

Iserloh T., Fister W., Marzen M. et al. The role of wind-driven rain for soil erosion – an experimental approach // Zeitschrift für Geomorphologie. Neue Folge. – 2013. – V. 57. – Suppl. 1. – P. 193-201.

McIlroy de la Rosa J.P., Warke P.A., Smith B.J. The effects of lichen cover upon the rate of solutional weathering of limestone // Geomorphology. – 2014. – Vol. 220. – P. 81-92.

Zhang J. On lichen karst erosion – a micromorphological approach // Acta Geographica Sinica. – 1993. – Vol. 48. – P. 437-446.

ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ: ПРИМЕНЕНИЕ В РЕКОНСТРУКЦИЯХ ПАЛЕОСРЕДЫ ГОЛОЦЕНА

О.В. Руденко[1], В.В. Енина[1], Я.С. Овсепян[2], Е.Е. Талденкова[3], Х.А. Баух[4]
[1]*Орловский Государственный Университет, Орёл,* olrudenko2011@yandex.ru
[2]*Геологический институт (ГИН РАН), Москва,* yaovsepyan@yandex.ru
[3]*Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва,* etaldenkova@mail.ru
[4]*Mainz Academy for Science, Humanities and Literature and GEOMAR, Киль,*hbauch@geomar.de

POLLENAND NON-POLLEN PALYNOMORPHASSEMBLAGES FROMBOTTOMSEDIMENTSOFTHE CONTINENTALSLOPEOF THELAPTEVSEA: IMPLICATION FOR RECONSTRUCTION OF HOLOCENE PALEOENVIRONMENTS

O.V. Rudenko, V.V. Yenina, Orel State University, Orel, Ya.S. Ovsepyan Geologic Institute (GI RAS), Moscow;
E.E. Taldenkova, Lomonosov Moscow State University, Moscow;
H.A. Bauch Mainz Academy for Science, Humanities and Literature and GEOMAR, Kiel

Понимание процессов, происходящих в море Лаптевых в настоящеев ремя, и обоснованный прогноз будущих изменений невозможны без палеореконструкций, опирающихся на различные параметры, среди которых такие, как пульсации речного стока, история притока трансформированных атлантических вод, климатообусловленная трансформация растительного покрова материкового обрамления, миграция береговой линии. Ценную информацию для решения этих вопросов могут дать маринопалинологические данные: соотношение пыльцы тундровых приморских береговых галофитов, тундровых кустарничков и дальнезаносной пыльцы деревьев, в том числе широколиственных, характер ассоциации непыльцевых палиноморф (НПП), представленных преимущественно пресноводными колониальными хлорофитовыми водорослями, редкими акритархами и морскими цистамидинофлагеллат. Будучи, наряду с диатомеями, основной составляющей органической взвеси, выносимой на шельф реками (Bauchetal., 2001), пресноводные водоросли, пыльца и споры (в особенности, их концентрация) служат индикаторами изменений речного стока.

Материал для палинологических исследований получен в рамках выполнения работ по проектам, поддержанным российско-германской стипендиальной программой OSL Fellowship Program «Climate Change in the Arctic». Изучен состав пыльцы и НПП в ненарушенном поверхностном слое осадков, впервые поднятом мультикорерами на внешнем шельфе и континентальном склоне моря Лаптевых в экспедиции НИС«Поларштерн» ARK27-3 2012 г.Полученные первые данные о составе спорово-пыльцевых спектров в поверхностных донных осадках континентального склона и внешнего шельфа моря Лаптевых позволили расширить базу данных по

субфоссильным палиноспектрам внутреннего шельфа (NaidinaandBauch, 1999) и получить надежную актуалистическую основу для интерпретации данных по грунтовой колонке PS51/118-3 (77º 53.54с.ш.; 132º 11.92 в.д.; длина 844 см), поднятой в ходе совместной российско-германской экспедиции «Трансдрифт» в 1998 г.Непрерывный пробоотбор проведен в верхних 80 см колонки, в нижней части шаг увеличен до 5 см.

Пыльца и НПП в поверхностных осадках. Концентрация микрофоссилий варьирует в пределах от 18.1×10^3 до 134.7×10^3 зерен/г сухого осадка, уменьшаясь до $2\text{-}5\times10^3$ зерен/г в направлении континентального склона. Несмотря на удаленность точек пробоотбора от берега, пыльца растений, произрастающих в пойме и дельте Лены (*Alnusviridis,* Cyperaceaeи*Betulanana*-type), и, в меньшей доле, в тайге ее водосборной площади в ассоциации со спорами тундровых растений и колониями пресноводных хлорофитовых водорослей доминируют в спектрах из осадков, распространенных восточнее 130º в.д., в то время, как в спектрах западной части внешнего шельфа и континентального склона встречены лишь единичная пыльца сосны сибирской, злаков и плавучих спор папоротников.

В группе пресноводного микрофитопланктона, составляющего 5-12% от общего числа НПП, доминирует *Pediastrumkawraiskii*. Цисты динофлагеллат, редкие акритархи рода *Halodinium* и органические остатки скелета фораминифер отнесены к группе НПП морского генезиса, в которой доминируют криофильные *Islandinium*-var.*minutum* и *Brigantedinium* spp. Единичные виды-индикаторы *Spiniferiteselongatus, Nematosphaeropsislabyrinthus* и *Operculodiniumcentrocarpum* (Kunz-Pirrung, 2001; Matthiessen, 1995; Polyakovaetal., 2005)свидетельствуют о проникновении атлантических вод в лаптевоморский бассейн вдоль его континентального склона.

Палиностратиграфия голоцена и реконструкции палеосреды. Возрастная модель изученной колонки PS51/118-3 базируется на 12 AMS^{14}C датировках, полученных в Лейбниц-лабораторииИФМ-ГЕОМАР (г. Киль, Германия) (Bauchetal., 2001), и свидетельствует о том, что нижние 724 см от основания керноприемника накапливались в период с 10.8 по 9.2 кал.тыс. л.н. в непосредственной близости от палеоэстуария Лены и низкого стояния уровня моря. Скорость осадконакопления на этом этапе была лавинной и составляла около 4,7мм/год (Bauchetal., 2001). Верхние 120 см разреза характеризуют осадки остальной части голоцена и свидетельствуют о значительном снижении темпов осадконакопления до 0,1 мм/год вследствие повышения уровня моря и отступания береговой линии.

Палинодиаграмма разделена на две хронозоны, характеризующие ранний и средне-позднийголоцен и периоды высокой и низкой скоростей седиментации, соответственно (Rudenkoetal., 2014).Для осадков раннего голоцена (10.8-9.2 кал.тыс.л.н.; интервал 844-120 см. разрез) характерны повышенное содержание пыльцы *Betulanana*-туреи *Alnusviridis.* В травянистой части спектров наиболее значима доля пыльцы*Artemisia*sp., достигающая пикового значения в 16.9% в период 10.6-10.5 кал.тыс.л.н., а также PoaceaeandCyperaceae. Постоянным компонентом споровой части спектров являются споры *Selaginellarupestris,* многочисленные в осадках позднего дриаса и раннего голоцена Сибирской Арктики (Mülleretal., 2010).

Наиболее отличительными чертами второй хронозоны (9.2-0.0 кал.тыс.л.н.; инт. 120-0 см) являются значительное уменьшение процентного содержания пыльцы *Betulanana*-type, а также незначительное увеличение доли морских цист динофлагеллат в ассоциации водных палиноморф. Доминирует в ассоциации диноцист по всему разрезу криофильный эвригалинный вид *Islandinium*var.*Minutum*, таксоны-индикаторы влияния атлантических вод на экосистему моря Лаптевых появляются в разрезе в период между 10.6 и 10.5 кал.тыс.л.н.

Реконструкции растительности побережья. Пыльцевые записи колонки PS51/118-3 показывают, что на начальном этапе трансгрессии приморские низменности были заселены галофитными сообществами из полыней, сложноцветных, злаков и осок.По долинам рек в период между 10.8 и 8.4 кал.тыс.л.н. были распространены кустарниковые сообщества из ольхи зеленой и карликовых берез. Наличие в спектрах пыльцы сосны сибирской и европейской, ели и пихты свидетельствует о дальнем заносе из зоны тайги. Заметное увеличение ее доли после 3,6 кал.тыс.л.н. свидетельствует о снижении пыльцевой продуктивности тундровых растений, возможно, в связи неблагоприятными климатическими условиями.

*Вариации речного стока.*Полученные данные свидетельствуют о трех эпизодах резкого увеличения привноса органической взвеси, и, следовательно, речного стока,в начале голоцена. Первый отмечен 10.6 кал.тыс.л.н.; второй и третий, наиболее значительный, – 10.5 и 10.32кал. тыс.л.н., соответственно. Впоследствии в ходе дальнейшего затопления внешнего шельфа и отступания береговой линии количество выносимойна шельф органической взвеси уменьшилось, ее растянутые пиковые концентрации отмечены 9.8, 9.6 и 8.7 кал.тыс.л.н. Полученные данные хорошо сопоставляются с реконструкциями, выполненными на основе микроальгологических исследований осадков палеодолины Лены (Polyakovaetal., 2009).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 11-05-01091, 15-05-08497) и международных грантов поддержки российско-германской лаборатории морских и полярных исследований им. О.Ю. Шмидта.

Список литературы:

Bauch, H.A., Kassens, H., Kunz-Pirrung, M., Naidina, O. and Thiede, J., 2001. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf. Arctic Siberia. Quaternary Research 55, 344-351.

Kunz-Pirrung, M., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of theLaptev Sea region (Arctic Ocean) and their relationship to hydrographic conditions. Journal of Quaternary Science 16 (7), 637-649.

Matthiessen, J., 1995. Distribution patterns of dinoflagellatecysts and other organic-walled microfossils in recentNorwegian-Greenland Sea sediments. Marine Micropaleontology 24, 307 – 334.

Müller, S., Tarasov, P.E., Andreev, A.A., Tütken, T., Gartz, andDiekmann, B., 2010. LateQuaternary vegetation and environments in the Verkhoyansk Mountains region(NE Asia) reconstructed from a 50-kyr fossil pollen record from Lake Billyakh.Quaternary Science Reviews 29, 2071-2086.

Naidina, O.D. andBauch, H.A., 1999. Distribution of pollen and spores in surface sediments of the Laptev Sea. In: Land-ocean systems in the Siberian Arctic. Dynamics and history (H. Kassens and H.A. Bauch Eds.). Berlin-Heidelberg. Pp. 577-585.

Polyakova, Ye.I.,Bauch, H.A. andKlyuvitkina, T.S., 2005. Early to middle Holocenechanges in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages. Global and Planetary Change 48, 208-222.

Polyakova, Ye.I.,Klyuvitkina, T.S., Novichkova, E.A, Bauch, H.A. and Kassens, H., 2009. Changes in the Lena River Runoff during the Holocene. Water Resources 36 (3), 273–283.

Rudenko, O., Tarasov, P.E., Bauch, H.A., Taldenkova, E.E., 2014. A Holocene palynological record from the northeastern Laptev Sea and its implications for palaeoenvironmental research. Quaternary International 348, 82-92.

ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЧЕРЕМОШНИК (ЯРОСЛАВСКОЕ ПОВОЛЖЬЕ) НА ОСНОВЕ НОВОЙ СЕРИИ АБСОЛЮТНЫХ ДАТИРОВОК, ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.В. Русаков[1], А.А. Никонов[2], Л.А. Савельева[1], А.Н. Симакова[3], Ф.Е. Максимов[1], В.Ю. Кузнецов[1], М.А. Коркка[1], В.Б. Савенко[1], А.А. Старикова[1]

[1]*Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург,* spp-06@mail.ru,

[2]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, Москва,* nikonov@ifz.ru,

[3]*Геологический институт Российской академии наук, Москва,* simak2001@mail.ru

CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE LATE NEOPLEISTOCENE CHEREMOCHNIK KEY SECTION (YAROSLAVL VOLGA REGION) ON THE BASIS OF A NEW SERIES OF ABSOLUTE DATING, PALYNOLOGY AND PALEOPEDOLOGY RESEARCH

A.V. Rusakov, L.A. Savelieva, F.E. Maksimov, V.Yu. Kuznetsov, M.A. Korkka, V.B. Savenko, A.A., Starikova, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Russia;

A.A. Nikonov, Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia;

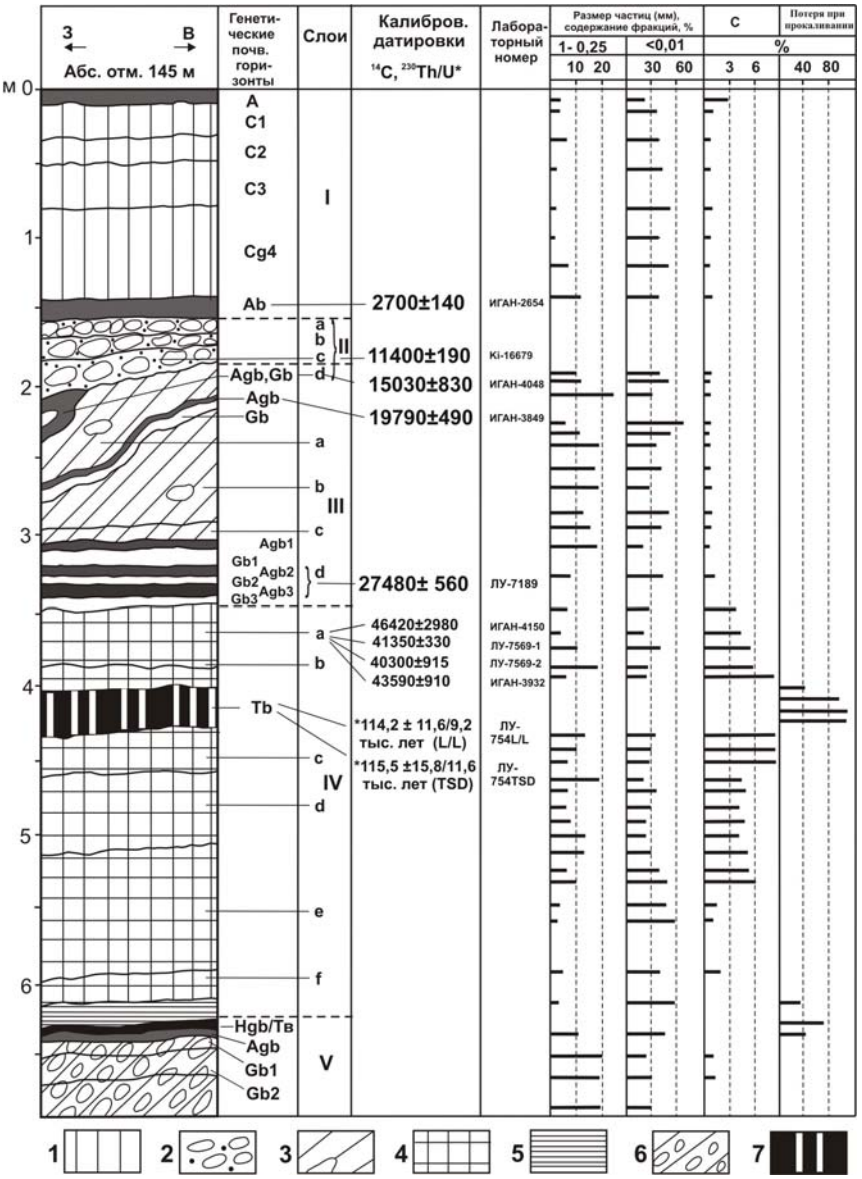
A.N. Simakova, Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Один из важнейших опорных разрезов четвертичных отложений в центральной части Европейской России Черемошник располагается в Ярославском Поволжье в восточной части Борисоглебской возвышенности. Разрез более 60 лет изучается геологами и специалистами смежных дисциплин, но до сих пор по нему сохраняются вызывающие дискуссии вопросы (Серебряный, Чеботарева, 1963; Проблемы стратиграфии…, 2001). Прежде практически не изучалась и также не имела датировок мощная почвенно-осадочная толща в средней и верхней частях разреза.

На основе детального, с использованием комплекса новых методов и возможностей, изучения вновь открытого в 2008–2014 гг. обнажения «Черемошник С» (Четвертичные отложения…, 1984) (57,16632° с.ш., 39,28886° в.д.), а также соседних разрезов, собраны новые данные для ответа на актуальные вопросы. Основное, полно расчищенное обнажение приурочено к борту балочной террасы (правый отвершек основного оврага Черемошник). Глубина расчистки достигает ~7,0 м, ширина вверху – 6,5 м, по днищу – до 3,0 м. Стратиграфия, абсолютные датировки палеопочв, педоседиментов, литологическая характеристика и основные свойства сложно организованной почвенно-осадочной толщи опорного разреза схематически представлены на рис. Выделено пять литологически различающихся «слоев» (I–V) с шестью педостратиграфическими комплексами.

В основании разреза (слой V) у плоского днища балки глубже 6,3 м от борта оврага вскрывается валунный суглинок (морена московского оледенения), в верхней части заметно выветрелый. На моренном суглинке на протяжении всей расчистки и выше по дну оврага сформирована слаборазвитая торфяно(перегнойно)-темногумусовая глеевая почва (мощность горизонтов Hb/Tb и Agb не превышает 3 см), перекрытая пачкой прогумусированных, с прослойками оторфованного материала ленточноподобных глин толщиной 5–10 см. Здесь, впервые в регионе, диагностирован начальный этап межледникового педогенеза (МИС5), позднее резко прерванного накоплением субаквальных озерных осадков раннемикулинского времени. Спорово-пыльцевой анализ (СПА) свидетельствует о формировании их в условиях господства лесной и лесотундровой растительности с элементами перигляциальной флоры. Затем в разрезе отражены кратковременный этап существования темнохвойной тайги (фаза еловых лесов начала микулинского межледниковья), заболачивание и развитие мелководного водоема.

Основную часть изученного разреза на глубине 6,25–3,50 м составляют слои гиттий (слой IV), подразделенные нами по гранулометрическому составу и содержанию органического углерода на зоны e–f (рис.). В гиттиях отчетливо наблюдается субгоризонтальная слоистость, выделяются включения торфяных прослоек, макроостатки древесной болотной растительности, видно обилие кварцевых зерен. Согласно СПА, гиттии формировались в условиях повсеместного господства лесной растительности со сменой нескольких фаз (снизу вверх): 1) еловых лесов с относительно прохладным и влажным климатом; 2) развития сосновых лесов с прохладным и сухим климатом; 3) сосновых и березово-сосновых лесов с участием широколиственных пород, климат относительно теплый и сухой; 4) широколиственных лесов с ольхой и лещиной, с относительно теплым и влажным климатом.



Строение позднеплейстоценовых отложений и почв опорного разреза Черемошник. 1 – бескарбонатые лессовидные суглинки; 2 – гравийно-галечниковые отложения; 3 – суглинки с единичными валунами; 4 – гиттии; 5 – ленточноподобные глины; 6 – московская морена; 7 – микулинский торф (Т); А–Ab – почвенные горизонты стратозема; погребенные почвенные горизонты: Agb – аккумулятивно-гумусовые; Gb – глеевые; Hgb – перегнойный, Tb – оторфованный/торфяный.

На глубине ~4,3–4,0 м на всем протяжении расчистки четко выделяется торфяной горизонт, средняя часть которого отличается высоким содержанием органического вещества (потери при прокаливании – до 80% и более). Датирование горизонта проведено 230Th/U-методом, используемым авторами с применением двух аналитических методик выделения изотопов урана и тория из образцов – методами выщелачивания (L/L) и полного растворения проб (TSD), – для определения возраста средне- и поздненеоплейстоценовых континентальных погребенных органогенных отложений (Кузнецов, Максимов, 2012). Полученные абсолютные датировки торфа – (114,2±11,6/9,2 тыс. л.н. (L/L) и 115,5±15,8/11,6 тыс. л.н. (TSD), – относятся к фазе МИС5е и хорошо согласуются с данными СПА.

Несмотря на принадлежность верхнего слоя (а) гиттии к микулинскому межледниковью (рис.), о чем свидетельствуют также и палинологические данные, радиоуглеродный (РУ) возраст верхнего слоя гиттии оказался средневалдайским – 46–40 тыс. л. кал. Глубины отбора всех четырех образцов свидетельствуют о том, что возрастные данные должны быть близки между собой. Однако вариации значений возраста все-таки присутствуют, тогда как, сходимость датировок фактически одного слоя должна быть выше. Вместе с тем, не исключено существование крупного перерыва в осадконакоплении продолжительностью ~60 тыс. л., если судить по резкой смене спорово-пыльцевых спектров с высоким содержанием ольхи и лещины на спектры с господством карликовой березки и ольховника. Кроме того, в изученном разрезе не представлены заключительные фазы развития растительности конца микулинского межледниковья (зоны М7 и М8 по В.П. Гричуку (1982).

Верхняя суглинистая толща (слой III, глубина 2,0–3,5 м), перекрывающая микулинские слои, делится на зоны a–d в основном по характеру окраски В пределах нижней зоны d (≈3,0–3,5 м) детально изучена темногумусово-глеевая средневалдайская палеопочва в виде педокомплекса Agb–Gb (рис.). Почва сформирована в слабо завалуненной мореноподобной, переотложенной с водораздельных позиций суглинистой толще (балочном аллювии). Она формировалась при господстве в растительности карликовой березки и ольховника. Диагностированы три ритма эфемерного почвообразования, схожие по морфолого-генетическим признакам. Каждый ритм педогенеза, фиксирующий стабилизацию исходной поверхности, был погребен под очередным овражным наносом, на котором, заново начинала формироваться почва, морфологически сходная с предыдущей. РУ нижней толщи педокомплекса (горизонты Agb2 и Agb3) оказался 27630±560 л.н. кал. (ЛУ-7189), что соответствует брянскому интервалу стадии МИС3.

В верхней части слоя III, на глубине ~2,1–2,7 м диагностирована другая, отчетливо выраженная, маломощная темногумусово-глеевая палеопочва (профиль Agb–Gb), которая с учетом даты (19790±490 кал. л.н., ИГАН 3849) определена как трубчевская. Почва четко разделяет слои a и b овражно-балочных наносов. Несмотря на изогнутую границу палеопочвы, она протягивается без разрывов, т.е. маркирует погребенную дневную поверхность (палеосклон), и является результатом слаборазвитого педогенеза в суровом климате поздне-

ледниковья МИС2). Обнаружение здесь трубчевской палеопочвы определяет новый, самый северный пункт распространения почв этого времени в центральной части Русской равнины.

На глубине 1,5–1,7 м, до 2,1 м, (слой II) выявлено плотное гравийно-галечниковое заполнение, состоящее из четырех отличных друг от друга пачек a–d вдоль палеорусла оврага (рис.). Эти пачки обломочных слоев по всем признакам отличаются и от морены, и от солифлюкционных образований, и между собой, что указывает на отложение каждого горизонта временными потоками разной силы внутри сохранявшейся в рельефе протяженной ложбины. Кармановидное заполнение d в основании местного понижения слоя II содержит фрагменты перемещенных педоседиментов (сегменты профиля маломощной темногумусово-глеевой почвы, РУ 15030±830 кал. л.н., ИГАН-4048), спорово-пыльцевой спектр которых отражает березовое редколесье с травянистой растительностью, зелеными мхами и папоротниками.

В гравелистом заполнении обнаружены стеблевидные углефецированные, захватывавшиеся потоками по пути фрагменты болотной растительности. Так, достаточно надежно определяется и время возникновения ложбины (по датировке данных растительных остатков 11400±190 кал. л.н., Ki-16679), и продолжительность процесса ее заполнения. Судя по трем датам, существование ложбины до ее заполнения и перекрытия лессами длился от ~15300 до 12400±560 кал. л.н. Верхняя часть разреза (0–1,6 м) представлена среднепозднеголоценовым стратоземом – синлитогенной почвой, сформированной на переотложенных с водораздельной поверхности бескарбонатных лессовидных суглинках.

Выводы. 1. Анализ фактического материала подтверждает статус вновь изученного разреза «Чермошник» как опорного для перигляциальной зоны Русской равнины. Разрез теперь полно охарактеризован в отношении хроностратиграфии и истории эволюции ландшафтов, записанной в почвенно-осадочной толще (МИС5–МИС1).

2. Впервые в опорном разрезе позднего неоплейстоцена Черемошник изучены, охарактеризованы, классифицированы и датированы серии палеопочв (МИС5–МИС2), включающие раннемикулинскую, брянскую (3 ритма педогенеза) и трубчевскую палеопочвы. Ансамбль палеопочв, сформированных и сохранившихся в гетерохронной, сложно организованной толще разреза представляет самый северный ареал распространения позднеплейстоценовых почв в Европе. Ведущими элементарными почвообразовательными процессами были оглеение, криогенная агрегация, гумусо- и торфообразование.

3. По многим признакам верхние суглинки с минимальным содержанием обломочного материала (слой III) регионального распространения соотнесены с континентальными и бассейновыми, но не ледниковыми отложениями периода максимума последнего оледенения. Перекрывающая их локальная серия обломочных слоев (принимавшихся нередко за мореноподобные и/или солифлюкционные накопления) уверенно идентифицируются с действием временных потоков в местной ложбине в период 15–12 кал. тыс. л.н.

4. По данным радиохимического и биостратиграфического изучения погребенного торфа из опорного разреза позднего неоплейстоцена Черемошник на Русской равнине впервые установлен его физический возраст и подтверждена принадлежность к микулинскому межледниковью. Полученные с помощью уран-ториевого метода изохронные даты для торфяного горизонта позволяют надежно относить время его формирования к стадии МИС5е. Полученная датировка находится в соответствии с палинологическими данными (зоны М1–М6 по В.П. Гричуку (1982).

5. Самые разные признаки, включая литологические характеристики датированных слоев и их климатические показатели, однозначно определяют участок Черемошник и Борисоглебскую возвышенность как внеледниковую (приледниковую) зону во время MIS3–MIS2.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (13-05-00854а, 14-04-00894а, 14-05-31511мол_а).

Список литературы:

Гричук В.П. В кн.: Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. – М.: Наука, 1982. – С. 92–109.

Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. – СПб.: Наука, 2012. – 191 с.

Серебрянный Л.Р., Чеботарева Н.С. / Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 74–85.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума. – М.: ГЕОС, 2001. – 158 с.

Четвертичные отложения окрестностей г. Ростова-Ярославского. Путеводитель экскурсии 27-го Международного геологического конгресса. – М., 1984. – 26 с.

ЭВОРЗИОННЫЕ КОТЛОВИНЫ В ДОЛИНЕ КАТУНИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»,

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бийск, Россия, rusgennadij@mail.ru

EVORSION SINK IN VALE OF KATUN (MOUNTAIN ALTAI)

G.G. Rusanov, Gorno-Altaian expedition,The Shukshin Altai State Academy of Education, Bijsk,Russia

Эворзия – формирование котлообразных углублений в твёрдых горных породах ложа реки, обусловленноеэродирующим донным вращением вертикально падающей воды, нагруженной песком и галькой (Геологиче-

ский словарь, 2012). Котловины эворзионного генезиса в долине Катуни и сквозных долинах (спиллвеях) на водоразделах её бортов установлены пока на участке с. Манжерок – с. Ая, где их насчитывается более 20 общей площадью 2 км^2. Их образование обусловлено прохождением по долине Катуни в позднем неоплейстоцене мощных фладстримов, возникавших в результате катастрофических прорывов ледниково-подпрудных озёр, заполнявших котловины в высокогорье (Бутвиловский, 1993; Рудой, 2001).

При прохождении фладстримов за выступами бортов в расширениях долины возникали зоны мощных противотечений и стационарных водоворотов, которые вырабатывали у подножия бортов котловинообразные понижения вытянутой формы, впоследствии занимаемые озёрами, и отделённые от основной долины мощными валообразными толщами гравийных галечников. Подобную котловину занимает Манжерокское озеро, расположенное у правого борта долины на высоте 60 м над урезом реки. Площадь этой котловины 1,2 км^2, длина 2 км и ширина 0,6 км.

Часть водфладстримов перед крутыми коленообразными поворотами долины Катуни, создававшими подпруживающий эффект, перехлёстывала через местные водоразделы, формируя короткие узкие, глубоко врезанные, сквозные долины (спиллвеи).Выходя на противоположный склон (по отношению к Катуни), спиллвеи расширяются, и в этих местах функционировали мощные стационарные водовороты, вырабатывавшие в коренных породах ложа крупные котловины. Подобная котловина длиной0,6 км и шириной0,25 км, сильно заболоченная и до сих пор частично занятая озером, находится на днище спиллвея на водоразделе Устюбы и Катуни выше с. Нижняя Каянча на высоте 60 м над современным урезом Катуни.

Спиллвеи, прорезающие водораздел левого борта Катуни в районе этого села, крупными ступенями (каскадами) опускаются в долину Устюбы по её правому пологому борту. На поверхности этих ступеней обнаружены 15 сухих эворзионных впадин диаметром 30 м и глубиной до 4 м, выработанных в коренных породах. У нижнего окончания этих спиллвеев на днище долины Устюбы расположены две крупные эворзионные котловины. Одна из них округлая диаметром 0,2 км с крутыми скальными стенками высотой 5–10 м и заболоченнымднищем, осложненным выступами коренных пород,другая – сухая, овальная (0,35 × 0,2 км), заполнена рыхлыми отложениями.

При выходе из спиллвееввозникали кратковременные, но исключительно мощные водопады высотой в десятки метров, формировавшие водобойные ванны и котлы высверливания диаметром в сотни и глубиной в десятки метров. Причина их быстрого образования, наряду с эворзией, заключается в процессах кавитационного разрушения пород, развивавшихся на контакте ложа с воздушно-водяной смесью при высоких скоростях набегающего потока (Бутвиловский, 1993; Рудой, 2001).

Кавитация – образование в жидкости полостей (кавитационных каверн), заполненных газом, паром или их смесью (Физический.., 1983). Кавитационные каверны, двигаясь с водным потоком и попадая в область давления ниже критического (на выходе из спиллвея – *Г.Р.*), сильно расширяются. После перехода в зону повышенного давления (днище эворзионной котловины – *Г.Р.*) происходит их сокращение с большой скоростью, сопровождаемое гидравлическими ударами тем более сильными, чем меньше газа содержат каверны, с частотами колебаний до тысяч килогерц. Если каверны захлопываются вблизи от обтекаемого потоком тела, то многократно повторяющиеся удары приводят к разрушению (кавитационной эрозии) поверхности этого тела. Увеличение скорости водного потока после начала кавитации вызывает быстрое возрастание количества каверн, которые затем объединяются в общую кавитационную каверну. Большие размеры каверн и высокое давление внутри них даже при скорости 6 м/с набегающего на препятствие потока способствуют развитию кавитации, разрушительная сила которой отвечает скоростям до 100 м/с (Физический.., 1983).

Яркий пример эворзионно-кавитационных котловин – Айские впадины – Моховое болото, оз.Ая и Пионерская, размеры которых 1,2 ×0,2 км, 0,4 ×0,39 км и 0,2 ×0,07 км соответственно, а глубина котловины оз.Ая превышает 20 м. Днище её котловины выполняют черные илы и,залегающие под ними озёрные мергели неустановленной мощности (Малолетко, 2004), а значит первоначальная глубина была больше. Впервые эворзионный механизм образования этих впадин был предложен А.М. Малолетко ещё в 1970 г. На сегодняшний день существуют гипотезы ледникового (экзарационного и в результате вытаивания глыбы мёртвого льда в толще морены), карстового, суффозионно-карстового, эворзионного, кавитационного, кавитационно-эворзионного генезиса котловины озера Ая. Есть ещё две гипотезы опроисхождении этой котловины: метеоритный кратер и кратер древнего вулкана.

Котловины, образованные фладстримами в долинах Катуни и Устюбы, и спиллвеях на водоразделе между ними, можно разделить на три типа: котловины мощных противотечений в расширениях долин за выступами бортов, котловины стационарных водоворотов, и собственно эворзионно-кавитационные котловины.Первые два типа, строго говоря, не являются эворзионными. Мы относим их к эворзионным, прежде всего имея при этом в виду, что своим образованием они обязаны не обычному речному потоку, пусть даже и очень крупному, акратковременным фладстримам, расходы которых в долине Катуни составляли миллионы м^3/с, а в спиллвеях, вероятно,–десяткии сотни тысяч м^3/с.

Радиоуглеродный возраст мергелей из оз.Ая, залегающих под толщей чёрных илов, определён в 12750 ± 65 лет (СОАН-779) (Малолетко, 2004). Котловина этого озера и, вероятно, все остальные образованыфладстримомне позднее конца ледниковой стадии раннего дриаса, так какзатем втёплую межстадиальную эпоху (бёллинг) в нём уже накапливались озёрные мергели, на что указывает их возраст.По мнению А.М. Малолетко (2004), образование впадины произошло15–13тыс. лет назад. Судя по приуроченности мергелейк наиболее пониженным участкам днища впадины (Малолетко, 2004, рис. 22), уровень оз. Аяв бёллинге был ниже современного на 15–18 м, и оно распадалось на два мелководных водоёма.

Из этих мергелей выделены многочисленные и разнообразные комплексы водных моллюсков, остракод, ископаемых семян и спорово-пыльцевые спектры (Малолетко, 2004), отражающие,по нашему мнению, засушливый и более тёплый (на 3–4º) климат бёллинга, по сравнению с современным в этом районе. Ниже мы предлагаем свою реконструкцию ландшафтно-климатических условий в этом районе во время накопления айских мергелей.

Из 14 видов водных моллюсков, обнаруженных в этих мергелях, лишь 4 вида сохранились в оз.Ая до настоящего времени (Малолетко, 2004). Вся малакофауна представлена умеренно теплолюбивыми видами, не содержит выраженных фригофилов и зонально смещённых видов. Доминируют виды лёгочных моллюсков, характерных для мелководных тёплых бессточных зарастающих водоёмов бедных кислородом, а моллюски рода*Bithynia*, хоть и жаберные, но не требовательные к содержанию кислорода в воде.

Фауна остракод (970 экземпляров 13 видов)(Малолетко, 2004) представлена эвритермными и эвригалинными видами, характерна для мелководных (до 2 м), хорошо прогреваемых, зарастающих водоёмов с неустойчивым гидрологическим режимом, но не пересыхающих.Этот вывод подтверждает постоянное присутствие в больших количествах (от единичных до 200 экз.) различных видов рода *Candona*, видов *Cyclocyprislaevis* (O.F.Müller) – 200 экз., *Candoniellaalbicans* (Brady) – 168 экз., а также вида *Cypridopsisvidua* (O.F. Müller) – 170 экз., обитающего лишь в солоноватых (не ниже 2‰) озёрах богатых растительностью с температурой воды не менее +20º С.Определяющим возраст озёрных мергелей является вид *Limnocythereinopinata*(Baird), появляющийся в позднем неоплейстоцене.

Семенной комплекс из озёрных мергелей (Малолетко, 2004)также отражает тёплый мелководный (до 2 м) зарастающий солоноватый водоём, существовавший в условиях сухого климата, на что указывает присутствие семян *Najas*sp., *Typha*sp., отсутствующих здесь в настоящее время, а также *Potamogetonpectinatus* L., *P.perfoliatus*L., *Carexpseudocyperus*L.Из всего многообразия ископаемых семян более 50% принадлежат солоноватоводным растениям и растениям способным переносить осолонение воды и засолённость почв.

В спорово-пыльцевых спектрах (Малолетко, 2004, табл. 7) среди древесных доминирует береза (32,5–83,2%), в значительных количествах содержится ель (1,4–38,9%), сосна (2,8–10,4%), пихта (3,0–8,4%), а среди травянистых – полынь (20–46%) и маревые (24–29,6%), что также говорит о потеплении и аридизации климата в бёллинге. По нашему мнению, ель – деградирующий реликт предыдущей холодной и влажной эпохи раннегодриаса. В условиях межстадиального потепления она постепенно исчезает и замещается сосной, что свидетельствует о деградации многолетней мерзлоты (Борисова, 1994) раннедриасового похолодания, и пихтой – наиболее теплолюбивой из всех хвойных пород. В целом спектры не противоречат реконструируемым палеоклиматическим условиям бёллинга в районе оз.Ая.

Воды озера в бёллинге имели повышенную минерализацию, жёсткость и щёлочность, на что указывают большое количество остатков харовых водорослей, отсутствующих в настоящее время, хорошая сохранность раковин остракод и моллюсков. В аридной зонеиз-за недостатка влаги ослаблена водная миграция,в осадке господствует щелочная или нейтральная среда и кальций всегда в избытке, а растворение раковинного вещества ослаблено или отсутствует. Поэтому в аридных условиях раковины сохраняются чаще и в хорошем состоянии, которое зависит преимущественно от местных условий диагенеза (Толстикова, 1985).

И, наконец, о тёплом и засушливом климате бёллинга свидетельствует само накопление в Айской впадине озёрных мергелей. Карбонатонакопление в бессточных озёрах происходит в условиях достаточно сухого и тёплого климата со среднеиюльскими температурами не ниже +20º С(Страхов, 1962), что на 2º выше их современных значений в этом районе (Малолетко, 2004). В озёрах с жёсткой водой, расположенных в переходной полосе от гумидной зоны к аридной,наибольшие скопления $CaCO_3$ приходятся на мелководья в полосе подводных зарослей. Накопление углекислого кальция усиливается при переходе от участков с пониженной к участкам с более высокой температурой при приближении к засушливым поясам. Интенсивная садка кальцита – характернейший процесс аридных зон (Страхов, 1962).

В мергелях оз. Ая установлены довольно значительные содержания (4,1%) аутигенного пирита в виде микроконкреций округлой формы (Малолетко, 2004), характеризующего сероводородные условия, свидетельствующие, что в бёллинге оз. Ая полностью не пересыхало.

Список литературы:

Борисова О.К. Палеогеографические реконструкции для зоны перигляциальныхлесостепей Восточной Европы в позднем дриасе // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет.–М.: ИГ РАН, 1994. – С. 125–149.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.

Геологический словарь. – С-Пб.:Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – Т. 3.– 440 с.

Малолетко А.М. Озеро Ая и его окрестности. – Томск: Печатная мануфактура, 2004. – 204 с.

РудойА.Н. Геологическая работа четвертичных гляциальных суперпаводков. Формы дилювиальной эрозии и эворзии // Известия РГО. – 2001. –Т. 133. –Вып. 4. – С. 31–40.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 2.– 574 с.

Толстикова Н.В. О возможности использования моллюсков для реконструкции палеолимнологических условий в древних озерах аридного и гумидного климата // Палеолимнология озёр в аридных и гумидных зонах. – Л.: Наука, 1985. – С. 62–85.

Физический энциклопедический словарь.– М.:Советская Энциклопедия,1983.– 928 с.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАЛЫХ ДЕПРЕССИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Г.Г. Русанов[1], **Е.В. Деев**[2]
ОАО «Горно-Алтайская экспедиция»,
Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бийск, Россия, rusgennadij@mail.ru
[2]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,*
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, deevev@ngs.ru

QUATERNERY DEPOSITS OF LITTLE DEPRESSIONS IN NORTH-WESTERN MOUNTAIN ALTAI

G.G. Rusanov ,Gorno-Altaian expedition, The Shukshin Altai State Academy of Education, c. Bijsk, Russia;
E.V. Deev, TheTrofimuk Institute of petroleum-gas geology and geophysic SB RAS,
Novosibirskstateuniversity, Novosibirsk, Russia

Многочисленные малые депрессии в северо-западной части Горного Алтая, и выполняющие их четвертичные отложения, остаются практически неизученными.Они представляют собой четвертичные грабенообразные структуры, развитые вдоль Ануйского, Песчаного и Семинского неотектонических разломов северо-западной ориентировки. О современной активности разломов свидетельствуют приуроченные к ним эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений сK= 12–14, M = 4.0–5.5 (Лукина, 1996). В пределах грабенов расширенные участки речных долин имеют длину 5–25 км и ширину по днищу от 1 до 3 км, характеризуются незначительными уклонами от 6 до 2 м/км и повышенной (от 16–20 м до 150 м) мощностью аллювия (Русанов, 2001).Такие участки выделяются, например, в долине р. Песчаной – от с. Бешозек до с. Барагаш, в районах сёл Ильинка, Тоурак и Куяган.

Расширенные участки речных долин Северного Алтая Л.Н. Ивановский (1962) также рассматривал как молодые грабены, отстающие в поднятии или даже испытывающие погружение, в которых происходит аккумуляция и обогащение накапливаемого материала все более мелкими фракциями, и образуются долины с широким ровным днищем, часто заболоченным, что особенно хорошо наблюдается на Песчаной у сёл Ильинка и Куяган.

Суженные антецедентные или частично антецедентные участки долин сочетаются с расширенными участками относительного прогибания, интенсивной аккумуляции и погребения древних аллювиальных отложений.Условия накопления транзитного руслового материала в сужении менее благоприятны, чем в расширении, в связи со значительными уклонами и скоростями течения. Пройдя суженный участок долины, русловые фации осаждаются в расширении, при этом происходит их разубоживание более мелким материалом. Значительная часть гравийно-галечного материала руслового аллювия остаётся в расширении и не доходит до следующего суженного участка. Расширенияявляются своего рода отстойниками для наиболее грубых фаций руслового аллювия. Объём транзитного руслового аллювия в расширениях гораздо больше, чем в сужениях. Мощности русловых отложений здесь также больше, хотя их относительная роль меньше, чем в сужениях (Сладкопевцев, 1977).

Как считают В.В. Бутвиловский и др. (2011), такие впадины являются участками наибольшего накопления тяжёлых минералов, особенно если они вовлечены в эпейрогенические движения (поднятия – опускания), и их рыхлый чехол неоднократно подвергался глубокомуперемыву. Аккумулятивные образования в них могут достигать нескольких десятков метров мощности и более, а в их составе характерно присутствие красноцветных миоцен-плиоценовых делювиально-пролювиальных глин, накопленных в условиях семиаридного климата, длительного выветривания и локального выравнивания рельефа. Относительное погружение впадин способствует тому, что практически всё приносимое высвобожденное или включённое в обломки пород золотоостаётся в их пределах и имеет возможность образовывать здесь весьма крупные и продуктивные многослойные россыпные месторождения. Формированию таких россыпей благоприятствует морфотектоника региона, окружившая и расчленившая области сноса неглубокими тектоническими впадинами, резко ограничившими вынос даже мелкого золота. Эти впадины, заполненные мощными кайнозойскими полифациальными отложениями, являлись приёмниками выносов рек, дренирующих золотоносные районы Горного Алтая, и имеющих промышленные долинные россыпи золота. Изучение таких впадин представляет не только теоретический, но и огромный практический интерес.

Впадины разбурены отдельными гидрогеологическими скважинами, поэтому строение четвертичных отложенийизвестно лишь в общих чертах.Рассмотрим ниже имеющийся скудный фактический материал по трём малым депрессиям долины реки Песчаной.

Ильинская котловина, в которой находится село Ильинка, представляет собой прямолинейный участок долины Песчаной длиной 9 км и шириной 2 км, ориентированный в северо-западном направлении. Этот опущенный грабенообразный участок выделял и Л.Н. Ивановский (1962).Здесь на северо-восточной окраине села у правого склона долины гидрогеологической скважиной вскрыты четвертичные отложения мощностью 20 м. Сверху залегает 4-метровая толща пролювиально-делювиальныхглин с валунами, а под ними вскрыты аллювиальные валунные галечники с глинистым заполнителем мощностью 16 м. Вторая скважина, пробуренная в районе коровников, вскрыла близкий разрез мощностью 22 м: сверху – 6-м толща пролювиально-делювиальных щебнистых суглинков, а под ними – аллювиальные галечники мощностью 16 м, лежащие на породах палеозоя. Возраст аллювия не установлен.

Образования, перекрывающие погребённый аллювий были вскрыты шурфом до глубины 2,5 м на правом берегу Песчаной в 3 км ниже Ильинки. Они представлены буровато-жёлтыми плотными песчанистыми суглинками, содержащими до 40 % дресвы, щебня и мелких (10–15 см) глыб алевролитов. Суглинки отличаются повышенной карбонатностью (CaO– 7,6 %). Глинистая фракция в них гидрослюдистая с кварцем, возможно, хлоритом, монтмориллонитом и примесью органики.

Там же шурфами до глубины 2 м вскрыт аллювийвысокой поймы Песчаной. Под почвой (0,4 м) залегает толща валунно-галечно-гравийного аллювия с желтовато-серым глинистым разнозернистым песком в заполнителе. Количество валунов не превышает 20 %, а их размеры достигают 0,2–0,4 м. Валуны плохо реже средне окатаны, галька и гравий в основном средне и хорошо окатаны, пёстрого петрографического состава. Наблюдается слабо выраженная субгоризонтальная параллельная слоистость. В шлихах из аллювия установлены единичные мелкие (0,3 × 0,4 мм) полуокатанные знаки золота пластинчатой формы.

В кровле этого аллювия на глубине 1,2 м из глинисто-песчаного заполнителя А.С. Тресвятская выделила палиноспектр, в котором доминируют древесные (73,4 %) – *Betula*sp., *Pinussibirica* (Rupr.) Mayr., *Pinussylvestris*L., резко сокращено количество споровых (18,2 %) – *Sphagnum*sp., Polypodiaceae, содержание пыльцы травянистых невелико (8,4 %) и представлена она единичными зёрнами Umbelliferae, Geraniaceae, *Artemisia,* Compositae, Angiospermae. По её заключению, спектр может быть отнесён к позднему голоцену.

Тоуракская котловина – участок долины Песчаной в районе села Тоурак шириной по днищу до 2 км и длиной 6 км, ориентированный в субмеридиональном направлении. На юго-западной окраине этого села Катунская гидрогеологическая партия в 1990 г. скважиной вскрыла аллювиальные отложения повышенной (24 м) мощности. Эти образования с размытой кровлей представлены крупными валунными галечниками русловой фации и залегают на палеозойском цоколе, а их возраст не установлен. В прибортовых частях долины они перекрыты шлейфами склоновых поздненеоплейстоцен-голоценовых отложений.

Куяганская котловина, в которой находится село Куяган, – участок долины Песчаной выше устья Куячи (правый приток) длиной 8 км и шириной по днищу до 2 км. Она находится в пределах Куяганского неотектонического блока, ограниченного разрывными нарушениями субширотного и северо-западного направлений и представляющего собой приразломныйграбен с широким развитием четвертичных отложений.

В с.Куягану больницы гидрогеологическая скважинавскрыла четвертичные отложения мощностью 39 м, залегающие на породах палеозоя (сверху вниз):

1. Глины жёлтые с примесью валунов до 30 %.....14,0 м
2. Галечники крупные с валунами……..9,0 м
3. Галечники сцементированные……4,0 м
4. Глины красные с включением щебня до 30 %.....2,0 м
5. Галечники с мелкими валунами, слабо обводненные…….....10,0 м

Эти аллювиальные образования, по-видимому, в значительной степени условно, можно расчленить на две разновозрастные толщи. Нижняя красноцветная (слои 4 и 5) эоплейстоцен-нижненеоплейстоценоваятолща, и верхняя (слои 1–3) – средне-верхненеоплейстоценовая.

Аллювиальную толщу перекрывают пролювиально-делювиальные образования видимой мощностью 5,1 м, обнажающиеся на окраине с.Куяган на правом берегу Куягана:

1. Почвенно-растительный слой…….....0,3 м
2. Суглинок коричневый с многочисленными карбонатными конкрециями диаметром до 5–6 см концентрического строения с пустотами внутри…….....3,7 м
3. Суглинок тёмно-коричневый тяжелый с ржавыми пятнами и включениями гравия……...0,5 м
4. Ил серый песчанистый с ржавыми пятнами и остатками растений.....0,5 м
5. Ил ржаво-бурый…….....0,05 м
6. Песок ржавого цвета……..0,05 м

По заключению О.Ю. Буткеевой, илы слоя 4 содержат раковины гидрофильного четвертичного наземного моллюска *Pupillamuscorum* L.Возраст этого пролювио-делювия, по аналогии со смежными районами, определяется как поздненеоплейстоцен-голоценовый, а общая мощность четвертичных отложений в Куяганской впадине превышает 45 м.

Ниже устья Куячи долина Песчаной резко сужается до 0,4 км, мощность аллювия, выполняющего её днище, по данным бурения, резко сокращается, изменяясь от 8 до 2,4 м, и в отдельных скважинах установлены мелкие знаки золота.

На участке между Ильинской и Тоуракской котловинами, в низовьях р. Казанда (правого притока р. Песчаная)выявлены отложения, которые могут представлять собой нижнюю толщу осадочного выполнения впадин эоплейстоцен – ранненеоплейстоценового возраста и маркировать, таким образом, время их заложения. Они залегают на 50 м палеозойском цоколе и представлены жёлто-бурым выветрелым валунно-галечно-гравийным русловым аллювием мощностью 3 м плотно сцементированным супесью. Он перекрыт серо-жёлтой плотной глиной (мощность 1 м) с выветрелыми гальками, гравием. Из аллювия выделены единичные зёрна пыльцы четвертичного облика *Pinussibirica*, *P. silvestris*, *Abiessibirica*, *Betula*, *Ephedra*, Gramineae, а из перекрывающих глин – остракоды *Zonocyprismembranae*Livent., *Z. elongata*Schneid., характерные для кочковской и низов краснодубровской свит.

Отложения, рассмотренные выше, вскрыты единичными гидрогеологическими скважинами,и не опробовались на россыпное золото.Необходимо обратить внимание на изучение малых депрессий с целью всестороннего изучения четвертичных образований, что поможет решить вопросы о времени их заложения и истории

развития, и обнаружения в них погребённых россыпей, особенно в долинах рек, в бассейнах которых имеются промышленные россыпи.

Список литературы:

Бутвиловский В.В., Аввакумов А.Е., Гутак О.Я. Россыпная золотоносность гор юга Западной Сибири: историко-геологический обзор и оценка возможностей. Новокузнецк: КузГПА, 2011. – 241 с.

Ивановский Л.Н.К вопросу о развитии гидрографической сети на севере Алтая // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1962. – Вып. 4. – С. 50–54.

Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – №11. – С. 71–74.

Русанов Г.Г. О перестройках гидросети бассейна р. Песчаной в Горном Алтае // Вопросы географии Сибири. – Томск, 2001. – Вып. 24. – С. 28–34.

Сладкопевцев С.А.Новейший этап развития речных долин. – М.: Недра, 1977. – 200 с.

ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЯПОНСКОМ МОРЕ И НА ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 75 ТЫСЯЧ ЛЕТ

Ю.В. Рыбьякова, С.А. Горбаренко

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия,
rybiakova@poi.dvo.ru

CLIMATIC CHANGES IN THE JAPAN SEA AND ADJACENT LAND IN THE LAST 75 THOUSAND YEARS

Y.V. Rybiakova, S.A. Gorbarenko, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok, Russia

Глубоководные морские отложения характеризуются высокой скоростью седиментации, что позволяет получить непрерывные результаты с высоким временным разрешением и таким образом проследить весьма кратковременные эпизоды развития природной среды в поздний плейстоцен и голоцен. Поэтому, в современном научном мире постоянно растёт интерес к всестороннему изучению морских донных отложений с целью выявить изменения палеоклимата на более детальном уровне.

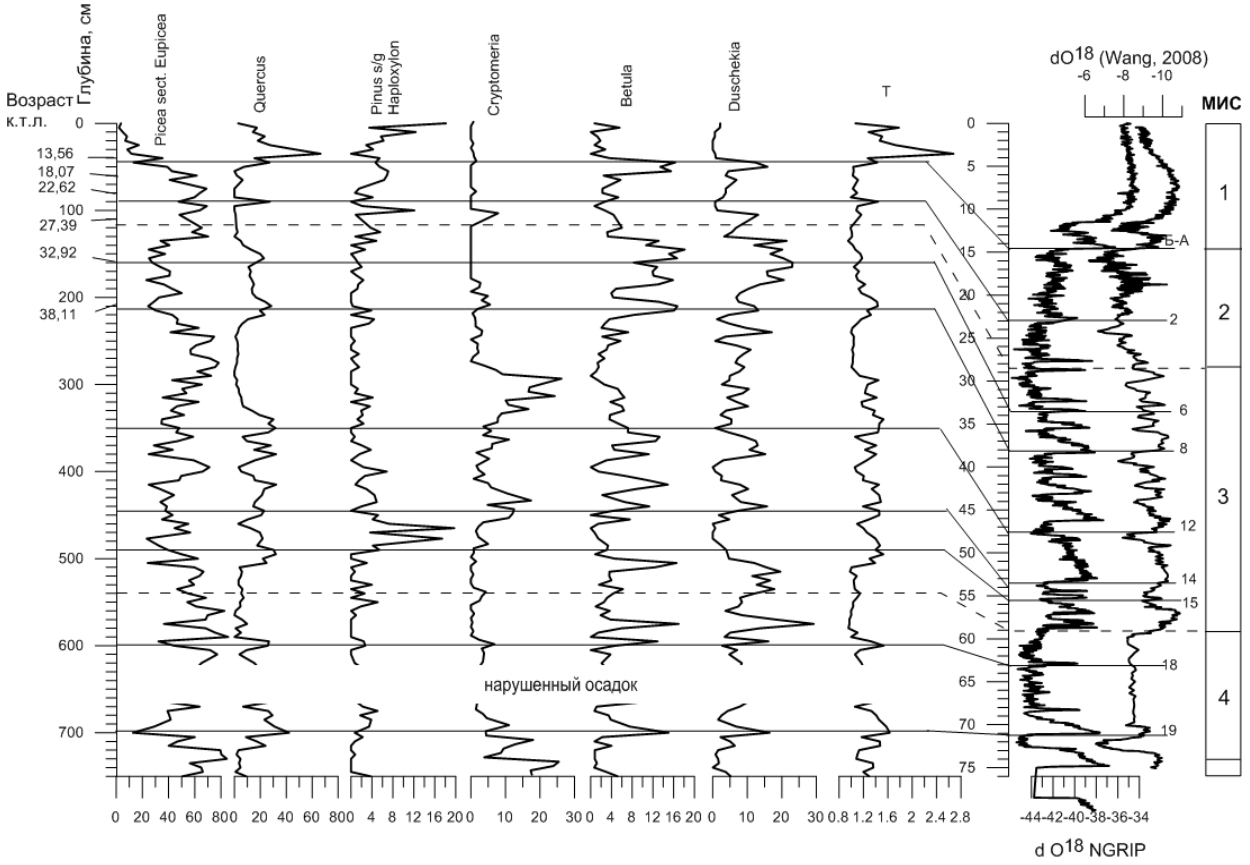
Основная цель исследования – реконструкция состава растительности, произрастающей на берегах Японского моря, и природно-климатических условий в поздний плейстоцен и голоцен на основе спорово-пыльцевого анализа морских отложений. Материалом для данного исследования послужили донные осадки, отобранные с подводной возвышенности Ямато ($134^0 18'$в.д., $40^0 11'$с.ш.), керн LV 53-23-1. При подготовке проб для палинологического анализа сухой осадок обрабатывали по общепринятому методу В.П. Гричука (Сладков, 1967). Возрастная модель выполнена на основе радиоуглеродных датировок, по результатам изотопного состава кислорода раковин планктонных фораминифер, с учетом обнаруженных тефропрослев и ряда других показателей (изменение цветности осадка, показателей палеопродуктивности, магнитной восприимчивости) (Gorbarenko et. al., на рецензии). В изученной колонке выделено 4 морские изотопные стадии (МИС). Для оценки изменения климата, мы рассчитали критерий T (Demske et. al., 2005). Сделав обобщение литературных данных, мы определили пять основных типов растительности в исследуемой области. Каждый из них характеризуется определенным набором таксонов (табл.). Для вычисления T мы сначала определили для каждого типа суммарное процентное содержание всех таксонов, которые относятся к этому типу.

Наиболее распространенные типы растительности и основные образующие их таксоны

№ п/п	Зональные типы растительности	Пыльца доминирующих таксонов и таксономических групп, обнаруженная при анализе
1	Тундра/лесотундра	*Betula* sect. *Albae, Duschekia*
2	Кедровый стланик	*Pinus* s/g *Haploxylon*
3	Пихтово-еловый лес	*Abies, Picea* sect *Omorica, Picea* sect. *Eupiceae*
4	Хвойно-широколиственный лес	*Picea* sect *Omorica, Picea* sect. *Eupiceae, Quercus, Ulmus, Juglans, Tilia, Acer, Pinus* s/g *Haploxylon, Cryptomeria, Larix, Betula* sect. *Albae*
5	Широколиственные леса (листопадные и вечнозеленые)	*Quercus, Ulmus, Juglans, Tilia, Acer, Cryptomeria*

T вычисляли по формуле: $T=\sqrt{(C4+C5)/(C1+C2+C3)}$, где Ci – процентное содержание в сумме всех таксонов, которые входят в состав типа растительности, i – тип растительности из таблицы. В числителе типы, произрастающие при теплых условиях, в знаменателе – типы, произрастающие на горных вершинах и приспособленные к холодным условиям.

Как показали результаты анализа, главными лесообразующими элементами на протяжении последних 75 тыс. лет являлись ель, сосна, дуб, душекия (кустарниковая ольха) и береза (рис.). Изученный керн был извлечен в центре моря и, очевидно, что полученные результаты отражают изменения общего состава растительности на окружающей территории (Япония, Корейский п-ов, Приморье, северо-восток Китая).



Процентное содержание пыльцы основных таксонов из группы деревьев и кустарников, коэффициент Т и радиоуглеродные датировки для колонки LV 53-23-1; Содержание кислорода d O^{18} в ледовом керне Гренландии и в пещерных сталагмитах Китая (Dansgaard et al, 1993; Wang et al, 2008) на возрастной шкале, морские изотопные стадии (МИС 1-4).

Во время МИС 4 (74 – 59 тыс. л.н.) произрастала растительность из елей, душекии и берез, условия были довольно холодными. В этот период произошло 2 потепления (71т.л.н. и 63 т.л.н), которые видны по пыльце дуба и коэффициенту Т. Около 75-70 т.л.н. в рассматриваемом регионе произрастал главным образом хвойно-широколиственный лес. Около 71 тыс. л.н. вероятно произошло короткое потепление, которое послужило причиной большого распространения дуба и берез. Это событие произошло почти синхронно с Дансгор-Ошгер (Д-О) интерстадиалом 19 (Dansgaard et. al., 1993) и с аналогичным китайским интерстадиалом, который установили при изучении сталагмитов пещер Китая (Wang et al., 2008). Около 65-62 тыс. л.н. произрастали преимущественно хвойные породы при значительном участии берез и душекии. Примерно 63 тыс. л.н. произошло небольшое потепление, которое совпадает с Д-О интерстадиалом 18 и с китайским интерстадиалом.

Около 62-45 тыс. л.н. преимущественно произрастал хвойно-широколиственный лес. Во время МИС 3 (59-29 т.л.н.) растительность состояла из елей и дубов, условия были теплее, чем в МИС 4, отмечен ряд существенных потеплений. Около 56, 52 и 47 тыс. л.н. отмечались быстрые потепления. В период этих потеплений дубы и ели имели главное значение в составе растительности. Вероятно, эти события согласуются с Д-О интерстадиалами 16, 14 и 12 и с аналогичными китайскими интерстадиалами.

Около 45-40 тыс. л.н. растительность, главным образом, состояла из елей с небольшим участием душекии. Условия были относительно холодными. В период 40 -36 тыс. л.н. произрастал хвойно-широколиственный лес, условия были умеренно теплыми. Около 38 тыс. л.н., как показывают результаты, произошло потепление, что послужило интенсивному распространению дубов. Это потепление согласуются с Д-О интерстадиалом 8 и с аналогичным китайским интерстадиалом. Короткий период 36 -34 тыс. л.н. очевидно характеризовался хвойной растительностью с душекией и березой в подлеске. Климатические условия были относительно холодными. Около 34 тыс. .л.н. произошло небольшое потепление, которое прослеживается на графике по пику дуба. Его можно соотнести с 6 Д-О и китайским интерстадиалом. В это время в основном, произрастал хвойно-широколиственный лес. Далее наступило похолодание, продлившееся около 10 тыс. лет.

Во время МИС 2 (29-15 тыс. л.н.) климатические условия стали холоднее, произошло одно короткое потепление около 24-23 тыс. л.н. В этот период увеличилась доля дубов. Это потепление согласуется с 2 Д-О и китайским интерстадиалами. Далее, на протяжении почти 10 тысяч лет, отмечалось похолодание (максимум последнего оледенения), особенно 18-17 тыс. л.н. Преимущественно произрастала хвойная растительность с большим участием берез и душекии.

Во время МИС 1 (15 – 0 тыс. л.н.), около 15 тыс..л.н. произошло заметное потепление, в составе увеличилось количество дубов. Это событие, вероятно, согласуется с потеплением Беллинг-аллеред. Около 13 тыс. л.н. отмечено короткое похолодание. На рубеже позднего плейстоцена и голоцена, около 12 тыс. л.н., значение пыльцы дуба очень резко увеличилось, они стали главными лесообразующими элементами, произошло наибо-

лее сильное потепление за 75 тыс. лет. На протяжении последних 11 тыс. лет произрастал главным образом хвойно-широколиственный лес.

Таким образом, на основе комплексного исследования глубоководных отложений керна из центральной части Японского моря, выявлены орбитальные изменения климата и кратковременные изменения растительности и климата в течение последних 75 тысяч лет и проведена корелляция этих изменений с Дансгор-Ошгер интерстадиалами и китайскими интерстадиалами.

Список литературы:

Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. – М.: Наука, 1967. – 270 с.

Gorbarenko S., Shi X., Rybiakova Y. et al. Fine structure of dark layers in the central Japan sea and their relationship with the abrupt climate and sea level changes over the last 75 ka inferred lithophysical, geochemical and pollen results (на рецензии)

Dansgaard W., Johnson S. J., Claussen H.B. et al. Evidence of general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record // Nature. –1993. – Vol. 364. – P. 218-220.

Demske, D., Heumann G., Granoszewski, W. et al. Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global and Planetary Change. – 2005. – Vol.46. – P. 255-279.

Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L.et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years // Nature. – 2008. – Vol. 451. – P. 1090-1093.

РАЗВИТИЕ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В СЕЛЕНГИНСКОМ СРЕДНЕГОРЬЕ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Ю.В. Рыжов[1], В.А. Голубцов[1], Д.В. Кобылкин[1], Х.А. Арсланов[2], Ф.Е. Максимов[2], А.А. Старикова[2]

[1]*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск,* ryv@irigs.irk.ru

[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,*

arslanovkh@mail.ru, maksimov-fedor@yandex.ru

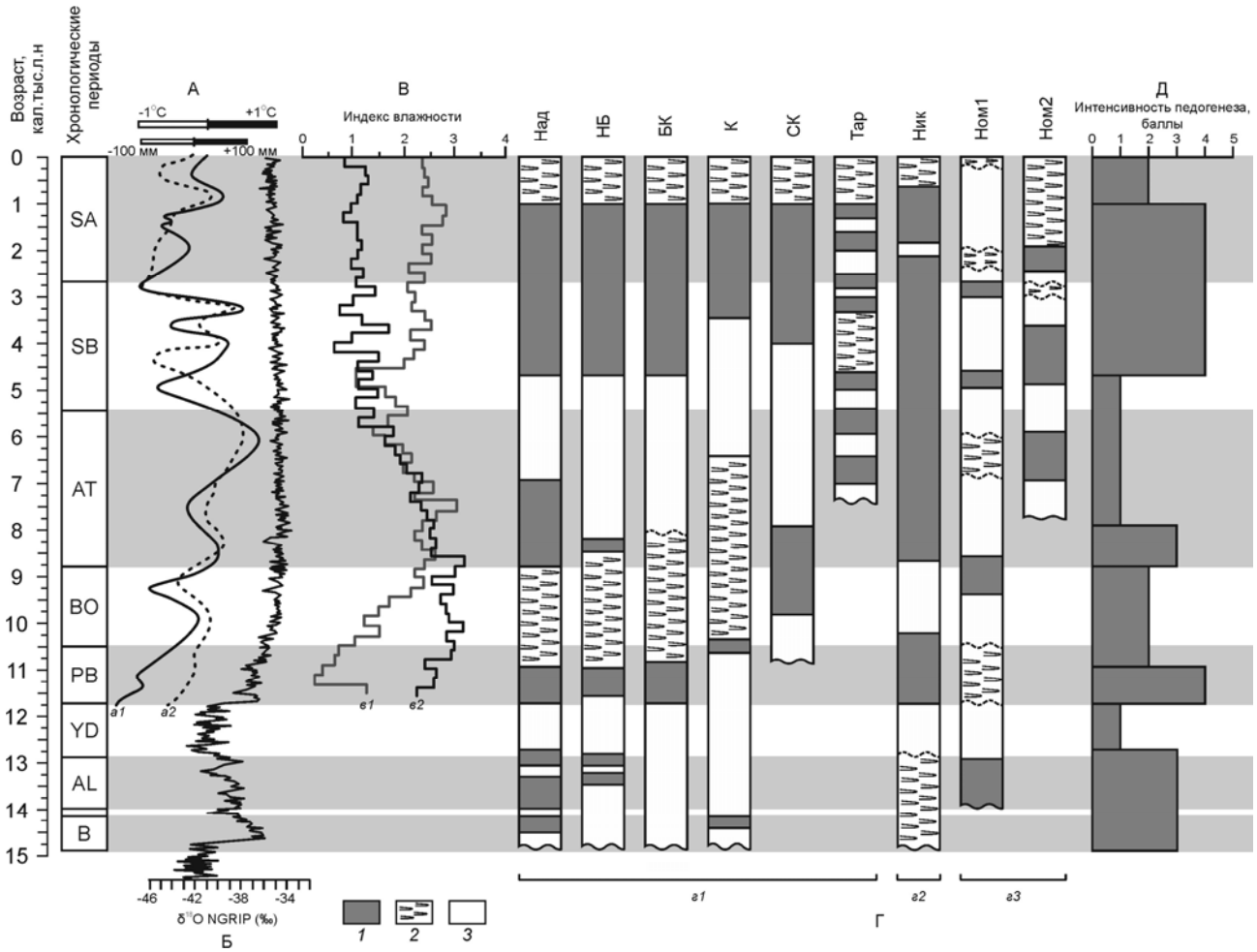
DEVELOPMENT OF EXOGENOUS PROCESSES AND PEDOGENESIS IN SELENGA MIDLAND DURING LATE GLACIAL AND HOLOCENE

Y. Ryzhov, V. Golubtsov, D. Kobylkin, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk;
Kh. Arslanov, F. Maksimov, A. Starikova, St. Petersburg State University, St. Petersburg

В последние десятилетия благодаря исследованиям донных отложений оз. Байкал, прилегающих к нему небольших озер и торфяников достигнут существенный прогресс в понимании ландшафтно-климатических изменений Байкальского региона в позднеледниковье и голоцене.

Несмотря на значительный рост палеоклиматических исследований, территории, отдаленные от акватории оз. Байкал изучены крайне неравномерно и во многих случаях представляют собой «белые пятна», где палеоклиматическая информация скудна или отсутствует. К одному из таких «белых пятен» относится обширная территория Селенгинского среднегорья. Субаэральные отложения и почвы, сформированные здесь на протяжении позднеледниковья и голоцена, изучены довольно слабо. В то же время, известно, что изменения палеоландшафтных обстановок довольно детально отражаются в характере почвообразования и субаэрального осадконакопления, что делает актуальным восстановление специфики и хронологии данных процессов. На данный момент подобные работы на территории Селенгинского среднегорья единичны и охватывают преимущественно северные и центральные районы, в то время как южные остаются практически незатронутыми вниманием исследователей. Вместе с тем, высокая пространственная неоднородность современных физико-географических условий заставляет предполагать неодинаковый отклик ландшафтов в различных частях Селенгинского среднегорья на разномасштабные климатические изменения в прошлом. Поэтому для лучшего понимания региональных палеоклиматических изменений требуется больший пространственный охват исследований.

В 2011 – 2014 гг. нами проведены исследования субаэральных отложений и почв, сформированных на протяжении последних 15 тыс. лет в пределах Куйтунского межгорного понижения, Тугнуйской котловины и междуречья Селенги и Чикоя. Разрезами вскрыто строение днищ древних балок (разрез Надеино), конусов выноса (Нижняя Буланка, Номохоново 1), делювиальных шлейфов (Большой Куналей), балочных (Никольск) и речных (Тарбагатайка) террас, эрозионных форм (Куйтун, Студеный ключ, Номохоново 2). На основании полученных материалов выделены основные временные интервалы развития экзогенных процессов и почвообразования, объединенные в три группы (рис.): периоды интенсивного развития экзогенных (эрозионно-аккумулятивных, эоловых, флювиальных и криогенных) процессов, периоды малоинтенсивного прерывистого почвообразования и периоды интенсивного педогенеза. Хронология выделенных периодов контролируется 45 радиоуглеродными датами. Для понимания возможных механизмов, определяющих смены стабилизации ландшафтов (периоды педогенеза) на фазы их нестабильного развития (периоды малоинтенсивного прерывистого почвообразования и интенсивного развития экзогенных процессов), выделенные интервалы и их хронологическая последовательность сравнивалась с палеоклиматическими данными для Байкальского региона, северной части Монголии и шкалой NGRIP (рис.). Оценка интенсивности педогенеза на разных этапах выполнена с учетом критериев, предложенных В.С. Зыкиной и В.С. Зыкиным (2012).



Развитие экзогенных процессов и почвообразование в Селенгинском среднегорье за последние 15 тыс. лет. а – изменения климата в голоцене (а1 – температура; а2 – осадки) (Воробьева, 1994); б – изотопно-кислородная шкала NGRIP (NGRIP members, 2004); в – изменения индекса влажности (в1 – северная часть Монголии; в2 – Байкальский регион) (Wang, Feng, 2013); г – хронология периодов почвообразовании и осадконакопления в исследуемых разрезах: Над – Надеино; НБ – Нижняя Буланка; БК – Большой Куналей; К – Куйтун; СК – Студеный Ключ; Тар – Тарбагатайка; Ник – Никольск; Ном1 – Номохоново 1; Ном2 – Номохоново 2 (г1 – Куйтунское межгорное понижение; г2 – Тугнуйская котловина; г3 – междуречье Селенги и Чикоя); д – интенсивность педогенеза (по Зыкиной, Зыкину, 2012). Условные обозначения: 1 – периоды интенсивного педогенеза; 2 – периоды малоинтенсивного прерывистого почвообразования; 3 – периоды интенсивного развития экзогенных процессов.

Полученные данные позволяют выделить 9 основных периодов в развитии экзогенных процессов и почвообразования за последние 15 тыс. лет:

1. *> 14,5 тыс. кал. л.н.* – период интенсивного развития эрозионно-аккумулятивных, криогенных и эоловых процессов;

2. временной интервал *14,5 – 12,6 тыс. кал. л.н.* объединяет периоды интенсивного педогенеза, прерываемые активизацией эрозионно-аккумулятивных и криогенных процессов. Фазы почвообразования, во время которых формировались преимущественно органо-аккумулятивные и криометаморфические почвы, соответствуют позитивным экскурсам в изотопно-кислородной шкале NGRIP, в то время как фазы активизации экзогенных процессов наблюдаются при уменьшении значений $\delta^{18}O$ (см. рис.);

3. *12,6 – 11,7 тыс. кал. л.н.* – период активизации эоловых, криогенных и эрозионно-аккумулятивных процессов, проявившийся синхронно с общим ухудшением глобального климата в Позднем Дриасе;

4. *11,7 – 10,9 тыс. кал. л.н.* – период интенсивного почвообразования, связанный с первым голоценовым потеплением климата. В течение данного интервала формировались черноземы и темногумусовые почвы;

5. *10,9 – 8,8 тыс. кал. л.н.* – период малоинтенсивного почвообразования. Кратковременные фазы увлажнения и педогенеза, в течение которых формировались маломощные органо-аккумулятивные почвы, прерывались этапами активизации эрозионно-аккумулятивных и эоловых процессов и перекрытию почв эолово-делювиальными отложениями;

6. *8,8 – 7,9 тыс. кал. л.н.* – этап интенсивного почвообразования, проходившего в довольно стабильных ландшафтно-климатических условиях, что выразилось как в формировании полноразвитых почв, так и в стабилизации эрозионно-аккумулятивных форм. По нашему мнению, именно последним обстоятельством обусловлены различия в хронологии данного периода в различных разрезах;

7. *7,9 – 4,7 тыс. кал. л.н.* – период интенсивного развития эоловых и эрозионно-аккумулятивных процессов, вероятно, связанных с постепенной аридизацией и увеличением теплообеспеченности в среднем-позднем атлантике, сменившимся довольно резким похолоданием на границе атлантика и суббореала. В исследуемых разрезах в отложениях данного временного интервала почвы практически не встречаются;

8. результатом периода педогенеза, отмеченного в интервале *4,7 – 1,0 тыс. кал. л.н.*, стало формирование полноразвитых почв, по совокупности диагностических признаков сопоставимых с современными черноземами и каштановыми почвами;

9. на современном этапе (*1,0 – 0 тыс. кал. л.н.*) кратковременные фазы педогенеза прерываются фазами развития эрозионно-аккумулятивных процессов, активизация которых связана как с климатическими изменениями, так и с возросшей антропогенной нагрузкой на ландшафты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13–05–00521).

Список литературы:

Воробьева Г.А. Палеоклиматы Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене // Совещ. «Байкал – природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды и климата». – Иркутск, 11-17 мая 1994 г. – Иркутск: ЛИСНА, 1994. – Т.2. – С. 54-55.

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. – Новосибирск: «Гео», 2012. – 477 с.

NGRIP members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. – 2004. – Vol. 431. – P. 147–151.

Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic records // Earth-Science Reviews. – 2013. – Vol. 122. – P. 38-57.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СМОЛЕНСКИЙ БРОД

Т.Б. Рылова, И.Е. Савченко

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь, rylova@nature.basnet.by

PALYNOLOGICAL EVIDENCE OF THE AGE AND STRATIGRAPHIC POSITION OF THE INTERGLACIAL DEPOSITS IN THE SMOLENSKY BROD SECTION

T.B. Rylova, I.E. Savchenko,

Institute for Nature Management, National Academy of Sciences, Minsk, Belarus

Разрез Смоленский Брод, расположен на правом берегу Западной Двины у г. Велиж. Изучение обнажения и керна скважин с межледниковыми отложениями продолжается до настоящего времени, о чем свидетельствуют многочисленные публикации. Л.Н. Вознячук (1979) определял возраст этих отложений как доалександрийский (долихвинский) и помещал данный межледниковый горизонт непосредственно под березинским (окским) ледниковым горизонтом. Позднее он изменил свою точку зрения и поместил витебский (смоленский) межледниковый горизонт над березинским горизонтом (Вознячук, 1981). А.Ф. Санько считает данный горизонт доалександрийским и помещает его под березинским, но выделяет ниже его западнодвинский ледниковый горизонт (Величкевич, Санько, 1993). Я.К. Еловичева (2001) считает смоленское межледниковье более молодым, чем александрийское, и помещает его под днепровским ледниковым горизонтом. По мнению Ф.Ю. Величкевича, ископаемая флора Смоленского Брода наиболее близка к могилевским межледниковым флорам Беларуси (Величкевич и др., 1997).

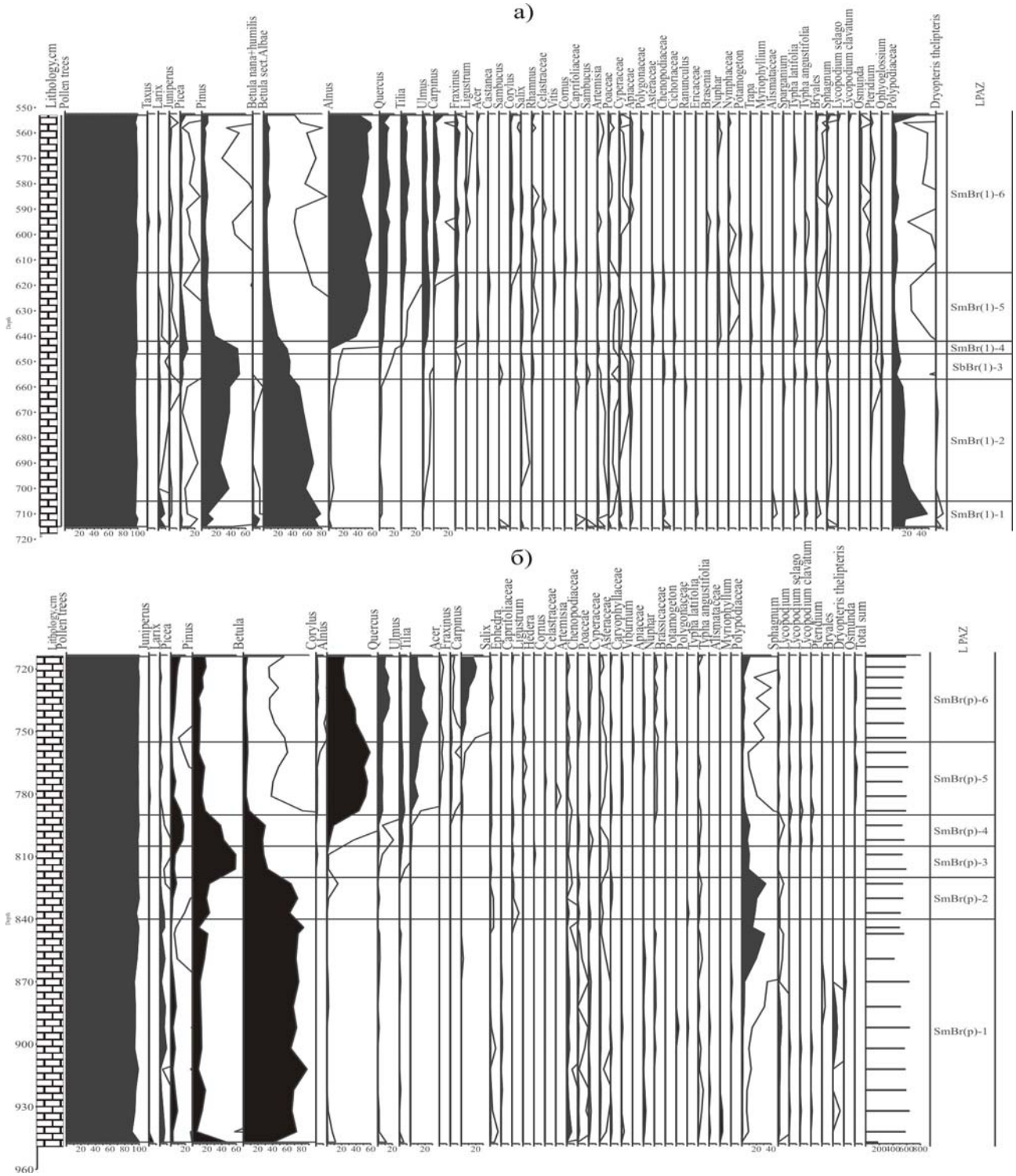
Авторами проведены палинологические исследования межледниковых отложений Смоленского Брода, вскрытых скв. 1, пробуренной на первой надпойменной террасе р. Западной Двины, и расчисткой. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов отражают начало межледниковья и большую часть климатического оптимума (рис. а,б).

На диаграммах выделено по 6 локальных пыльцевых зон (L PAZ), обозначенных SmBr(1) для скв.1 и SmBr(p) для расчистки**.**

L PAZ SmBr(1) – 1 (гл. 7,05-7,15 м) **и SmBr(p) – 1** (гл. 8,40-9,47 м) ***Larix–Betula*** – пыльцы древесных пород – до 99%, преобладает *Betula* sect. *Albae* (до 78% и 87% соответственно), встречается *B. nana* L. и *B. humilis* Schrank. Пыльцы *Larix* до 9%, *Picea abies* (L.) H. Karst. – до 2,3% и 9% соответственно. Участие *Pinus* sylvestris L. незначительно. Состав спектров указывает на развитие березово-лиственничных лесов с участием ели.

L PAZ SmBr(1) – 2 (гл. 6,57-7,05 м) **и SmBr(p) – 2** (гл. 8,20-8,40 м) ***Betula–Pinus* –** доминирует *Betula* sect. *Albae* (до 68,3% и 74,3%), возрастает роль *Pinus* (до 37,8% и 23,3%). Присутствуют *Larix, Juniperus, Picea.* В это время произрастали березово-сосновые леса с участием лиственницы и ели.

L PAZ SmBr(1) – 3 (гл. 6,47-6,57 м) **и SmBr(p) –3** (гл. 8,05-8,20 м) ***Pinus—Betula– Picea* –** преобладают *Pinus* (до 51,2% и 59,7%) и *Betula* (до 36% и 33,2%). Пыльцы *Picea abies* – до 3,7% и 5,8%. Единично отмечена пыльца широколиственных пород. Состав спектров отражает фазу развития хвойно-мелколиственных лесов из сосны и березы с участием ели.



Спорово-пыльцевые диаграммы плейстоценовых отложений, вскрытых скв. 1 (а) и расчисткой (б) в разрезе Смоленский Брод

L PAZ SmBr(1) – 4 (гл. 6,42-6,47 м) **и SmBr(p) – 4** (гл. 7,85-7,90 м) ***Picea–Pinus–Betula*** отражают максимум *Picea abies* (до 10,2% и 17,6%). Содержание *Pinus* и *Betula* сокращается, отмечена пыльца *Ulmus* и *Quercus* – время распространения хвойно-мелколиственных лесов.

L PAZ SmBr(1) – 5 (гл. 6,15-6,42 м) **и SmBr(p) – 5** (гл. 7,55-7,85 м) ***Quercus–Ulmus–Tilia–Alnus*** – возрастает количество пыльцы термофильных пород: *Quercus*(*Q. robur* L., Q. *pubescens* Willd., Q. *petraea* (Matt.) Liebl.) – до 9% и 6,4%, *Ulmus (U. minor* Mill*., U. laevis* Pall.) – до 9% и 6,9%, *Tilia* (T. *platyphyllos* Scop., T. *cordata* Mill., T. *tomentosa* Moench) – до 2,8% и 11,2%, *Fraxinus excelsior*– до 4% и 2,5% соответственно, одновременно с резким возрастанием количества пыльцы *Alnus* (A. incana (L.) Moench, A. glutinosa (L.) Gaertn.) – до 56,5% и 58,8%. Участие *Pinus, Betula* и *Picea* минимально. Состав спектров указывает на развитие широколиственных лесов из дуба, вяза, липы, ясеня и распространение ольшаников.

LPAZ SmBr(1)–6 (гл. 5,53-6,15 м) **и SmBr(p)–6** (гл. 7,14-7,55 м) ***Carpinus–Quercus–Tilia*** – характеризуется появлением *Carpinus betulus* L. (до 13% и 21,8%), максимумом *Quercus* (до 13,5% и 15,8%), *Tilia* (до 10,5% и 23,2%), *Fraxinus* (до 5,9% и 2,3%), небольшим количеством *Corylus avellana* L., *Picea,*

Acer platanoides L.*, Ligustrum vulgare* L.*, Cornus, Vitis* и др. В это время произрастали широколиственные и широколиственно-хвойные леса из дуба, вяза, липы, ясеня, граба с возрастающим участием ели.

Результаты исследований свидетельствуют о том, что выявленная в разрезе Смоленский Брод последовательность пыльцевых зон и особенности каждой из них отличаются от таковых нижнего борковского подгоризонта беловежского горизонта, а также александрийского и муравинского горизонтов. Сопоставление полученных спорово-пыльцевых диаграмм с диаграммами разрезов Н. Ров, Кр. Дуброва, Пиваши, Смолярка, Корчево, характеризующими верхний теплый интервал (могилевский) беловежского времени плейстоцена Беларуси, показывает, что представленные в разрезе Смоленский Брод пыльцевые зоны соответствуют зонам, выделенным для могилевского интервала (Рылова, Савченко, 2006, 2007). Диаграммы Смоленского Брода имеют все основные особенности диаграмм, характеризующих отложения могилевского подгоризонта, а именно: высокое количество пыльцы *Betula* (с заметным участием *Betula humilis* Schrank., реже *B. nana* L.) и *Larix* в начале межледниковья; слабо выраженная зона *Pinus* (количество пыльцы *Betula* в это время велико); заметный максимум пыльцы *Picea* в предоптимальной фазе и в конце оптимума; почти одновременное появление пыльцы широколиственных пород: *Quercus, Ulmus, Tilia,* а также *Alnus*; несколько более позднее появление пыльцы *Carpinus* и *Corylus*; последняя принимает небольшое участие в составе спектров; большое количество пыльцы *Alnus* на протяжении климатического оптимума; единичное участие *Taxus, Vitis, Ligustrum*, массул *Azolla* и др. Следует отметить, что пыльцевые диаграммы Смоленского Брода, в сравнении с другими имеющимися диаграммами белорусских разрезов, дают наиболее полное представление о начальных фазах и большей части климатического оптимума межледникового интервала, коррелируемого нами с могилевским.

Могилевский подгоризонт коррелируется с верхним оптимумом мучкапского горизонта в России, тургяльским межледниковьем Литвы, верхним климатическим оптимумом фердинандовского и, возможно, одновозрастного с ним августовского межледниковья Польши. Корреляция с кромерским комплексом Нидерландов представляется таким образом: наревский горизонт и борковский подгоризонт беловежского горизонта коррелируются соответственно с гляциалом А и интергляциалом П (Westerhowen), нижнинский подгоризонт беловежского горизонта – с гляциалом В, а могилевский подгоризонт – с интергляциалом Ш (Rosmalen) и, возможно, IV (Noordbergum), поскольку последние, вероятно, представляют собой один и тот же интергляциал (Dress, 2004).

Таким образом, полученные данные позволяют обосновать стратиграфическое положение изученных отложений в интервале между древнейшими в плейстоцене Беларуси наревским и березинским ледниковыми горизонтами, а именно, в верхней его части, отвечающей могилевскому подгоризонту, предшествующему березинскому оледенению.

Список литературы:

Вазнячук Л.М., Махнач Н.А., Санько А.Ф., Матузка А.М., Назарау У.І., Шалабода В.Л. Міжледавіковыя адклады урочышча Смаленскі Брод на Заходняй Дзвіне у Веліжскім раене Смаленскай вобласці // Новае у геалогіі антрапагену Беларусі.– 1979 – Мн. – С. 64-79.

Величкевич Ф.Ю., Санько А.Ф. Витебское межледниковье Беларуси // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993.– Т.1. – № 3. – С.120-124.

Величкевич Ф.Ю., Хурсевич Г.К., Рылова Т.Б., Литвинюк Г.И. К стратиграфии среднего плейстоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1997.– Т.5. – №4. – С. 68-84.

Вознячук Л.Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений // Материалы по стратиграфии Белоруссии. – Мн. –1981. – С. 137-151.

Еловичева Я.К. Эволюция природной среды антропогена Беларуси.– Мн.: Белсэнс, 2001. – 292с.

Рылова Т.Б., Савченко И.Е. Растительность и климат межледниковых интервалов плейстоцена Беларуси по данным палинологических исследований // Літасфера. – 2006. – № 1(24).– С. 12–26.

Рылова Т.Б., Савченко И.Е. Новые данные о возрасте и стратиграфическом положении межледниковых отложений в разрезе Смоленский Брод // Літасфера.– 2007.– № 2 (27). – С. 70–75.

Dress M. An evaluation of the Cromerian complex period of The Netherlands // PalArch.nl, vertebrate palaeontology, 2, 1. – 2004. – С. 1-12.

DID THE LASTFENNOSCANDIAN CONTINENTAL ICE SHEET REACH WHETHER WESTERN KURZEME (LATVIA) DURING PANDIVERE AND PALIVERE STAGES?

A.S. Savvaitov, G.I. Konshin
Moscow, Russia, mos_sav@mail.ru

The Pandivere (Neva in Russia) and PalivereStades(Stages)are (in order decreasing age) the youngest ice advances of the Last Fennoscandian Ice Sheetin the northwestern part of the East European Plain. Theirformations (including endmoraines) for the Baltic regionare individualized and tracedby the sedimentologic, lithostratigraphic andgeomorphologic methods in Estoniaas within mainland and as well inthe West Estonian Archipelago (Раукас, 1961, 1963; Kadastik, Kalm, 1998;Kalm, 2006) and there are reflectthe final deglaciation in Estonia (Raukas et al., 2004;Kalm et al., 2011).

The established tills and orientation of the traced marginal borders both the Pandivere and Palivere Stades inthe Sõrve Peninsula in the southern part of Saaremaa Island of the West Estonian Archipelago (Kadastik, 2004; Kadastik,Kalm, 1998) are the important prerequisites for their possible continuation (distribution) in western Kurzeme

(Latvia) as well. The border of the PalivereStade in the Sõrve Peninsula is morphologically expressed but the line of the Pandivere marginal formations there is poorly traced. The interstadial sediments occur between tills at Sõrve and Mõntu (Kadastik, 2004). The Sõrve Peninsula separates from Kurzeme by the narrow Irben Strait.

The glacial limits of the Last Fennoscandian Ice Sheet during deglaciationof the different stages or recessional phases in Latvia are reflected in a number of publications (Аболтиньидр., 1972; Вейнбергс, 1972; Zelčs, Markots, 2004; Zelčs et al.; 2011; Zelčs, Nartišs, 2014; etc.). The possible formations of the Pandivere and PalivereStages during the deglaciation history in these works as a ruler are not mentioned. However,Segliņš (Сеглиньш, 1988) suggested the distribution of formations of the PandevereStage in western Latvia.Besides, Zāns (1934, 1935) in seaside of western Kurzemeon the basis of some signs showed the differentlines of glacial limits connected with the retreating Last Ice Sheet.By him opinion numerous boulders on the top of till in the onshore zone are signs of the outwashed younger tills and end moraines (Zāns, 1934).

The westernmost part of Kurzemebecame covered in a consecutive order bythe series of the Late glacial basins and old Baltic basins as well (Veinbergs, 1979).The earlier formations of the Last Ice Sheet and as well the possible formations of the Pandivere and Palivere Stages on account of erosive activity of thesebasins as a rule were abraded and therefore have mosaic spatial distribution that complicates of their recognition.Besides, the glacial limits of noted stages or recessional phasesatthe different areasin westernKurzeme can stretch close to one to another or even to be imposed one on another before scarps in a relief and also can connect to the line of earlier marginal formations of the Linkuva Stage (Вейнбергс, 1972) as it could be at the Tadaiķi EndMoraine.Thesocles of Pope, Puze, Ameli, Ugalepalaeoislandscould controlcontours of glacial limitsof the possible ice stages.Despitenoted difficulties in the recognition of glacial events,some signs ofthe final stages of deglaciation, whichtook place in northwestern Estonia,can be assumedin westernmostKurzeme as well. TheKrikmaņisitehas the most important meaning as the argument for discussion this problem. Here,the known typical interstadial organic bearing sedimentswith dating result 12148±30 BPin the scale of ^{14}C yearsoccur between uppermost tills (Сеглиньш,1988). Based on this datingand differences between tills,Segliņš for the first time marked outthe new glacial advance (Pajūras, Pandivere), which isyoungerthan Linkuva.In the light of data of the Estonian colleagues, the absoluteage both thePandivery (12,480–12,600 BP or around 12,330 varve years) and Palivere (11,800–11,600 BP) zones is dated indirectly (Raukas et al., 2004). The upper till at Krikmaņiby ^{14}C dating result from interstadial sediments has approximately same age that takeplace for both zonesin Estonia butby our mindit likely reflects the age of thePalivere zone. The possible Pandevereor Palivere(or Linkuva) tillsremainedfrom an erosion in the some sections(Akmeņrags, Ozoli)lie overthe earlier deposited bluish-grey till.Similar sequence can be in the limit oftheApriķiglacial tongue too. Besides, it is necessary to pay attention that in some sequences thecommon strata of upper till in southwestern Kurzemeis divided by a lithology into two parts.The occurrence of the uppermost tills (Latvia unit) (Сеглиньш, 1987) by our mind is the result of their deposition by different stages of the final deglaciation of the Last Ice Sheet.

Above noted signs allow to suppose the possible development ofthe glacialadvancesin Latviathose as Estonia (Pandiveri and Palivere), whichdid reach the westernmost part of Kurzeme during the final deglaciationof the LastFennoscandian Ice Sheet.Their lines of glacial limits are mainly stretched in the meridianal direction through this part of Kurzeme. These marginal lines in northwestern Kurzeme likely cut the known lines of glacial limits of the laterStages thanLinkuva (Вейнбергс, 1972).The intertillinterstadial sediments at Krikmaņi suggest that in the western part of Kurzeme adjoining to the Baltic Sea could be the ice free conditions in the interval timebetween these glacial advances. The ice masses of each glacial advance retreated in the direction of the Baltic Sea depression.

References:

Kadastik E. Upper-Pleistocene stratigraphy and deglaciation history in northwestern Estonia.DissertationesGeologicaeUniversitatisTartuensis XV, Ph.D. Dissertation. Tartu University Press, Tartu, 2004.51 pp.

Kadastik E., Kalm V. Lithostratigraphy of Late Weichselian tills on the West Estonian Islands // Bulletin of the Geological Society of Finland. – 1998. – № 70. –P. 5–17.

Raukas A., Kalm V., Karukapp R., Rattas M. Pleistocene glaciations in Estonia //Quaternary Glaciations – Extent and Chronology:Part I: Europe (Ehlers J., GibbardP. L., eds.). – Elsevier,Amsterdam. –2004.– P.83–91.

VeinbergsI.The Quaternary History of the Baltic. Latvia. / V. Gudelis and L.-K.Koningsson (eds.). // The Quaternary History of the Baltic. Acta Univ. Ups. Symp.Univ. Ups. Annum QuingentesimumCelebrantis. – Upsala.– 1979. – P. 147–157.

Zāns V. Latvijas kvartārģeoloģiska karte. Latvijas ģeoloģiskās kartes un kopprofils. // Atsevišķs novilkums no A. Dreimaņa un P. Liepiņa «Latvijas minerāli un ieži». – Rīgā. 1935. 2 Lp.

Zāns V. Latvijas kvartārie veidojumu Liepājas apkārtnē. Latvijas ģeogrāfījas biedrība // Ģeogrāfījas raksti. 3. un 4. – Rīga.– 1934. Lpp. 26–28.

Zelčs V., Markots A. Deglaciation History of Latvia / Ehlers J., Gibbard P.L. (Eds.) // Quaternary Glaciations—Extent and Chronology. Part I: Europe. Elsevier, Amsterdam. – 2004. – P. 225–243.

Zelčs V., Nartišs M. Outlines of the Quaternary geology of Latvia // Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts.– Rīga: University of Latvia.– 2014.– P. 9–15.

Zelčs V., Markots A., Nartišs M., Saks T. Pleistocene Glaciations in Latvia, Ch. 18./ J. Ehlers, P. L. Gibbard, P. D. Hughes (eds.) // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Europe. DevelopmentsinQuaternaryScience.– Elsevier.– 2011.– V. 15.– P. 221–229.

Аболтынь О. П., Вейнбергс И. Г., Стелле В. Я., Эберхард Г. Я. Основные комплексы маргинальных образований и отступание ледника на территории Латвийской ССР /Г. Горецкий, Д. Погуляев, С. Шик (отв. редакторы) // Краевые образования материковых оледенений. – М.: Наука, 1972.– С. 30–37.

Вейнбергс И. Краевые формы рельефа (на примере Западной Латвии) /Г. Горецкий, Д. Погуляев, С. Шик (отв. редакторы) // Краевые образования материковых оледенений. – М.: Наука, 1972.– С. 37–45.

Раукас А. В. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР. Автореферат дисс. на соискание уч. степени канд. геол.-минералог. наук. Академия наук Эстонской ССР,отделение физико-математических и технических наук. – Таллин, 1961. – 26 с.

Раукас А. Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР // Известия АН Эстонской ССР.Сер.физ. итехн. наук. – 1963. – № 2.– С. 198–211.

Сеглиньш В. Позднеледниковье западной Латвии по материалам изучения разреза Крикмани // Известия АН Эстонской ССР. Геология.– 1988. – Т.37. – №2.– С. 89–92.

Сеглиньш В. Э. Стратиграфия плейстоцена Западной Латвии. Автореферат дисс. на соискание уч. степени канд. геол.-минералог. наук. Академия наук Эстонской ССР, институт геологии. – Таллин, 1987. – 14 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЛИН РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ)НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ПРОДОЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕРРАС (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

П.Ю. Савельева, А.А. Мистрюков
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет Новосибирск, Россия,
poli@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru

GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF CHUA AND KATUN'S RIVER VALLEYS(MIDDLE STREAM AREA)BASED ON THE TERRACE LONGITUDINAL PROFILES ANALYSIS(SOUTH-EASTERN ALTAI)

P.U Saveleva, A.A Mistryukov, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia,
Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia,

В долинах рек Юго-Восточного Алтая – Чуя и Катунь, известны уникальные по количеству и высоте эрозионно-аккумулятивные террасы, изучением строения и происхождения которых занимаются различные исследователи на протяжении века. Однако по-прежнему остаются дискуссионными многие вопросы касаемо количества этих террас, их возраста, взаимоотношения и генезиса слагающих отложений, а также их связи с неотектоническими движениями и колебаниями климата.

Л.Н. Ивановским, на основании гипсометрического положения, морфометрических характеристик и состава цемента в осадках, террасы Чуи и Катуни были разделены на высокие и низкие (средние) – высотой до 80-100 метров относительно уреза рек(Ивановский, 1956). Л.А. Рагозин в районе устья Чуи описал 16 террас высотой до 200 м (Рагозин, 1942), на этом же участке А.А. Свиточем изучено 9 террас высотой до 100 метров (Разрез …, 1978). В долине Чуи Л.Н. Ивановский выделил 30 террас высотой до 260 м (Ивановский, 1956), на отдельных участках долины серии террас высотой до 330 м выделены Б.М. Богачкиным(1967, 1981), Н.А. Ефимцевым – до 350 м (устье р. Атакта) (1964), Е.В. Девяткиным – до 275 м (устье р. Сатакулар) (1965). В среднем течении Катуни террасы изучались В.Е. Поповым, который выделил 23 террасы высотой до 240 метров (1956). Расхождение в определении относительных высот террас (в основном высоких) связано с тем, что не всегда удается однозначно выделить их площадки, которые могут быть значительно размыты и перекрыты шлейфами склоновых отложений. Некоторые из них также могут представлять псевдотеррасы, структурно обусловленные уступы, прирусловые валы и старичные понижения.

Большое значение при изучении морфологии террас имеет положение их в продольном профиле речной долины. Л.Н. Ивановским были построены профиля долины Чуи на участке от устья р. Чаган-Узуна до выхода в Курайскую впадину, а также в районе р. Чибит (Ивановский, 1956). В.Е. Попов изучал профиль по долине средней Катуни и полагал, что террасы параллельны руслу и их относительные высоты почти не меняются, а превышения цоколей колеблются весьма значительно и снижаются вниз по долине, что указывает на неоднородность тектонических поднятий (Попов, 1956). Построенный Б.М. Богачкиным профиль показал увеличение относительных высот террас вниз по течению вследствие развития регрессивной эрозии[1967]. Также подтверждено мнение В.Е. Попова, что на участке центральной долины Катуни выделяются отрезки с глубоко погруженным коренным ложем и разделяющие их отрезки с высоко поднятыми цоколями. Работы Н.А. Ефимцева и Б.М. Богачкина, доказали, что террасы в долинах среднего течения Катуни и Чуи не аккумулятивные, а вырезаны в осадочных толщах (средненеоплейстоценоваяининская и верхненеоплейстоценоваясальджарская), что явилось причиной пересмотра взглядов не только на происхождение отложений, слагающих террасы, но и на формирование самих уступов (Богачкин, 1981; Ефимцев, 1964).

Не смотря на то, что изучение долин горных рек по продольным профилям признается необходимым большинством исследователей, такие работы для долин Чуи и Катуни не публиковались с конца 60-х годов (кроме Л.Н. Ивановского). По-прежнему морфология профилей террас изучена недостаточно: не прослежены террасы по всей долине р. Чуя и не сопоставлены с террасами р. Катунь, не изучена их высотная группировка, отвечающая определенным этапам эрозионного вреза, а также окончательно не определена роль экзогенных и тектонических факторов в формировании рельефа долин для неоплейстоцена-голоцена.

Для систематического изучения террас нами были составлены продольные профили долин р. Катунь (от устья р. Казнахта до р. Кадрин) и Чуи от (устья р. Чаган-Узун до впадения в р. Катунь), на основе анализа которых мы попытались классифицировать все выявленные в рельефе эрозионные террасовые уровни, оценить глу-

бину и интенсивность эрозионного вреза на различных участках долин и определить степень влияния климатических и тектонических факторов на формирование террас.

Построение продольных профилей террас предусматривало несколько этапов. Вначале были выявлены все выраженные в рельефе уступы террас на основе дешифрирования аэрофото- и космоснимков высокого разрешения, затем на основе топографических карт 1:25000 масштаба определялось высотное положение террас и уреза рек, которые выносились на профиль. Точность карт 1:25000 масштаба, которая позволяет определять относительные и абсолютные высоты площадок террас, составляет не менее 2,5 метров, равной 1/4 высоты сечения. Кроме того на большинстве площадок террас проведены дополнительные горизонтали и обозначены абсолютные отметки, что повышает точность определения относительных высот до 0,5-1,5 метра. Учитывая, что превышение у средних террас между бровкой и тыловым швом не менее 2 метров, а у большинства высоких террас, площадки которых значительно изменены денудационно-аккумулятивными процессами, эта величина еще выше – от 5 до 15 метров. Поэтому данные крупномасштабных топографических карт вполне удовлетворяют требованиям для решения нашей задачи. В ходе полевых исследований проводилась дополнительная заверка на участках, с наибольшим количеством уступов, преимущественно низких террас, относительная высота которых может составлять 2- 5 метров, террас с узкими площадками, которые не выявляются на топографических картах, и высоких террас, преимущественно долины р. Чуя, площадки которых сильно наклонены и размыты, что бы отличить их от псевдотеррас (пролювиальных и делювиальных конусов и шлейфов, подрезанных рекой). Пространственная привязка и абсолютная высота террас определялись с помощью GPS-приемника, а относительная высота низких террас с помощью рулетки. Далее проводилась оцифровка полученного профиля, после чего выделенные террасы были сопоставлены на разных участках долин и объединялись в группы, каждая из которых соответствует определенному эрозионному уровню реки.

Анализ продольного профиля террас р. Катунь в пределах Яломано-Катунской зоны показал, что при движении вниз по долине сохраняется параллельность террас между собой и увеличиваются их высоты относительно уреза реки. Террасы врезания как бы расщепляться на два или несколько локальных уровней, образуя «террасовый веер». Такая морфология долин создается регрессивной эрозией, развивающейся вверх по долинам от устьев боковых притоков или на участках смены уклона русла. На участке среднего течения р. Катунь нами были выделены 33 эрозионно-аккумулятивные ступени, характеризующиеся определенным гипсометрическим положением. Например, 10 метровая терраса XIII ступени в районе р. Эбелю повышается до 21 м около устья Чуи, 21 м – до 50-52 м р. Бол. Ильгумень и т.д. Ступени, распространенные на протяженных участках, соответствуют отдельному эрозионно-аккумулятивному циклу (этапу) основной долины. Единичные террасы, как правило, приурочены к устьям боковых притоков долин как наиболее динамически нестабильным участкам. Так терраса высотой 85 м (XXII ступень) в районе устья р. Чуя является одновременно локальной для долины Катуни и цикловой для самой Чуи.

Наиболее высокий уровень террас в долине нижнего течения р. Чуя составляет 350-355 м в 1 км ниже по течению от устья р. Сырнах, в районе устья р. Салганду-Тутугой эта терраса снижается до высоты 325-330 м относительно современного уреза р. Чуя. Спорным остался вопрос о проведении границы между средними и высокими террасами. Так, если по долине Катуни за высокие террасы нами были приняты площадки высоток более 100 м, то в долине р. Чуя прослеживаются террасы, высотой 102-105 м в районе устья ручья Тутугой, выше по течению Чуи в районе ручья Айгулак эта же терраса понижается до 50-60 м, что уже отвечает уровню средних террас. Таким образом, гипсометрическое положение, не может являться единственным однозначным критерием для отнесения террас к той или иной категории. Единичные террасы, как правило, приурочены к устьям боковых притоков долин как наиболее динамически нестабильных участков.

Глубина эрозионного вреза средних террас для каждой ступени в целом равномерна – 5-12 м. Для высоких террас погрешность в корреляции в продольном профиле больше, так как площадки сильно изменены денудационно-аккумулятивными процессами, тем не менее, можно заключить, что глубина вреза ступеней составляет в среднем 10-20 м.

На протяжении неоплейстоцена и голоцена шло интенсивное направленное врезание речной сети Юго-Восточного Алтая, чередующееся с этапами заполнения долин. В среднем неоплейстоцене, когда долины Чуи и Катуни заполнились большим количеством обломочного материала, происходило частичное выравнивание и выполаживание профиля. О том, что первичные неровности коренного ложа долин значительны, говорит наличие многочисленных признаков облекания коренного цоколя высоких террас и мощные толщи осадков (ининской толщи), выполняющие углубления долин. В последующие этапы развития долин уклон рек менялся незначительно, что выражается в повторении наклона террас и современных тальвегов рек в продольном профиле. Веерообразный тип расщепления террас обусловлен деятельностью экзогенных процессов в условиях общего поднятия бассейна. Известно, что роль тектоники в этом случае является только фоном, на который накладываются экзогенные ритмы рельефообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-31501мол_а и №13-05-00599а) и междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 53.

Список литературы:

Ивановский Л.Н. Продольное профилирование речных террас как метод морфотектонического анализа в Горном Алтае // Труды ТГУ. Т 133. Томск: Изд-во Том. Ун-та, 1956. – С.163-170.

Рагозин Л.А. Террасы среднего течения реки Катуни // Тр. науч. конф. По изуч. и освоен.произв. сил Сибири. Т. 3. Томск: Изд-во Том. Ун-та, 1942. – С. 36-107.

Разрез новейших отложений Алтая / Ред. Марков К.К. М.: МГУ, 1978.- 208с.

Богачкин Б.М. Кайнозойские отложения и новейшие тектонические движения Яломанской впадины (Горный Алтай) // Бюлл. МОИП, 1967. – Т.XLII.- Вып.4. Отд. геол. – С.95-110.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М: Наука, 1981. 132 с.

Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1964, № 29. С. 115-131.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.

Попов В.Е. Схема соотношения речных террас и геологических структур долины Катуни между устьями рек Аккема и Чуи // Труды ТГУ. Т 133. Томск: Изд-во Том. Ун-та, 1956. – С.179-192.

ДИНАМИКА УРОВНЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВНЫХ ОЗЕР

Т.В. Сапелко [1], Д.Д. Кузнецов [1], А.В. Лудикова [1], Н.Ю. Корнеенкова [1], А.О. Смоленский [1], К.В. Шеманаев [2]
[1]Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru
[2]Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

LEVEL OF LADOGA LAKE CHANGE DURING THE HOLOCENE BASED ISLAND'S LAKES SEDIMENTS

T.V. Sapelko, D.D. Kuznetsov, A.V. Ludikova,
N.Ju. Korneenkova, A.O. Smolenskiy, Institute of Limnology RAS, St.Petersburg;
K.V. Shemanaev, Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg, Russia

Вопросы изменения уровня Ладожского озера никогда не теряли своей актуальности. Динамика уровня оказывает влияние на весь обширный водосбор Ладоги. Результаты наблюдений за уровнем озера с помощью инструментальных методов известны с 1859 года (Doganovski, 1995). Ход уровня Ладоги наблюдался по посту Сясьские Рядки и по посту Валаам за период с 1859 года и ведется по настоящее время. Уровень отсчитывается от уровня Балтийского моря (Кронштадский футшток). Самый высокий средний годовой уровень с отметкой 608,9 см отмечен в 1924 году, самый низкий с отметкой 360,8 см – в 1940 году (Догановский и др., 2013).Средняя многолетняя годовая отметка уровня за весь период уровневых наблюдений составила 478,4 см. Анализ статистических характеристик и хода среднемесячного уровня озера показывает разницу между минимальным и максимальным уровнем для каждого месяца с января по декабрь за весь период наблюдений составляет около трех метров. Однако как показывают палеолимнологические исследования, уровень Ладоги на разных этапах своего развития на протяжении голоцена был и значительно выше современного уровня. В последнее столетие отмечается самый низкий уровень Ладожского озера. Понимание процессов изменения современного уровня озера невозможно без информации о динамике его уровня в прошлом. Проблеме обособления Ладожского озера и регрессии уровня Балтики в голоцене посвящено множество исследований, однако реконструкции изменения уровня Ладожского озера на основе количественных расчетов проводятся не часто.

Наиболее корректные реконструкции истории Ладоги проводят по донным отложениям малых озер, являющихся на разных этапах своего развития частью Ладожского озера. Этапы развития современного Ладожского озера непосредственно связаны с историей таких водоемов, как Балтийское Ледниковое озеро, Анциловое озеро и непосредственно Ладожское озеро, формирование границ которого началось около 5000 лет назад (Кудерский и др., 2013). Уровень всех этих озер был гораздо выше нынешнего уровня Ладоги. Ладожское озеро в его сегодняшних границах являлось восточным заливом Балтийского Ледникового и Анцилового озер. Примером озер, возникшим после изоляции от крупных бассейнов на Карельском перешейке являются, например, Красное, Вишневское, Правдинское, Глубокое, Суури, Мянтюлампи, Узловое. В этих озерах отчетливо выделяются донные отложения крупного водоема, переходный горизонт, сформировавшийся в период изоляции, и илы, отлагавшиеся в изолированном озере (Субетто, 2009). Так, например, озеро Вишневское было частью двух больших озер БЛО и Анцилового озера (Arslanov et. al., 1999), но в течение всего атлантического периода развивалось, как самостоятельный водоем (Davydova et. al, 2001).

На острове Путсаари (61°30′38.5″с.ш.; 30°34′7.9″в.д.), расположенном в северной части Ладожского озера (рис.1) Институтом озероведения РАН ведется изучение внутренних озер. Озера расположены на разных высотных отметках на небольшой площади (14 км^2) острова. Проведенные палеолимнологические исследования позволили определить время изоляции озер Лауринлампи (Лудикова и др., 2005), Вуоренлампи, Пикаклаламли, Терваламли (Сапелко и др., 2014). Получены новые данные по литостратиграфии, потерям при прокаливании, палинологическому, диатомовому анализам, ботаническому анализу торфа. Данные сопоставлены с радиоуглеродными датировками (AMS- датирование). В рамках последней экспедиции 2013 года на острове проведены нивелировочные работы, в результате которых установлены точные абсолютные отметки озер. Уровень Ладожского озера в день нивелировочных работ по данным ближайшей метеостанции на острове Валаам (в 20 км от о. Путсаари) составлял 5.04 м над уровнем моря. Высотно-теодолитный ход проходил от известной отметки 88.6 м по всем озерам и до уреза Ладожского озера. Ошибка хода составила 0.03 м (Сапелко и др., 2014). Полученные новые результаты комплексного изучения колонок донных отложений озер о. Путсаари позволили провести реконструкцию этапов изоляции озер и изменения уровня северной части Ладожского озера.

Первым 9842±61 ^{14}C л.н. изолировалось озеро Пикалалампи. Это озеро расположено на самой высокой отметке – 57.28 м над уровнем моря. До своей изоляции озеро было частью Балтийского Ледникового озера. Далее 9004±56 ^{14}C лет назад произошла изоляция озера Вуоренлампи, расположенного на абсолютной отметке 49.4 м над уровнем моря. Позднее всех отделилось от Ладожского озера озеро Лауринлампи. Озеро расположено на самой низкой отметке 15.8 м над уровнем моря. Изоляция происходила в период между 4000±100 C^{14} и 2740±70 C^{14} лет назад. Полученные результаты палеолимнологических исследований и нивелировочных работ позволили провести реконструкцию изменения уровня Ладожского озера в его северной части в течение голоцена (рис. 2). По результатам палеолимнологических исследований на другом острове Ладожского озера (рис. 1) – острове Валаам (Vuorela et. al., 2001; Saarnisto, 2012) уровень Ладожского озера за последние 3000 лет опустился на 12 м. Это примерно соответствует нашим реконструкциям по острову Путсаари. Также 3000 лет назад от Ладожского озера отделилось озеро на острове Риеккалансаари (61°44′ N; 30°46′ E), расположенном севернее острова Путсаари (недалеко от г. Сортавала). Озеро расположено на высоте 17 м над уровнем моря (Alenius et.al., 2004). Озеро Пиени – Куппаланлампи у п. Куркиеки (Miettinen, 2002) расположенное на абсолютной отметке 27 м над уровнем моря (рис. 1), изолировалось в Анциловую стадию развития Ладожского озера.



Рис. 1. Район исследования. Условные обозначения: 1 – остров Путсаари; 2 – остров Валаам; 3 – остров Риеккалансаари; 4 – озеро Пиени – Куппаланлампи

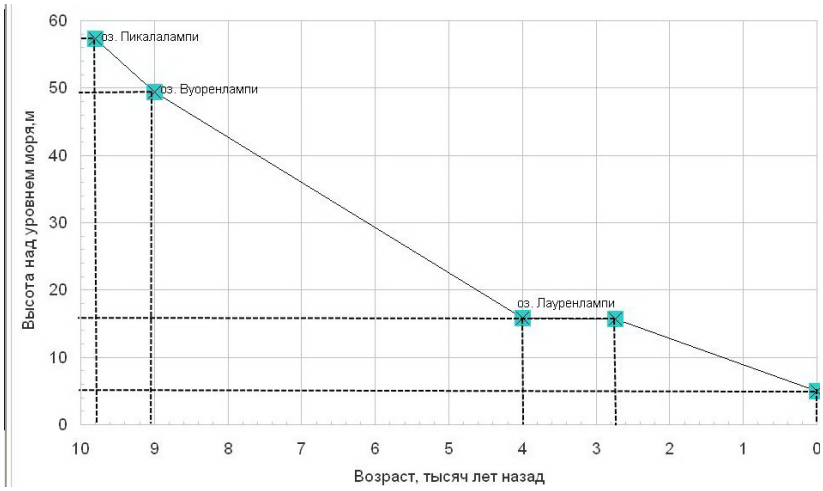


Рис. 2. Реконструкция изменения уровня Ладожского озера в течение голоцена по данным изучения внутренних озер острова Путсаари.

Дальнейшее изучение внутренних озер о. Путсаари, а также малых озер северного Приладожья позволит уточнить полученную реконструкцию изменения уровня северной части Ладожского озера на протяжении голоцена.

Список литературы:

Догановский А.М., Мякишева Н.В., Науменко М.А. Водный баланс и многолетние колебания уровня Ладожского озера // Ладога. Под редакцией Академика РАН, проф. В.А.Румянцева и д-ра физ.-мат. наук С.А.Кондратьева. – СПб., 2013. – С. 170-176.

Кудерский Л.А., Сапелко Т.В., Субетто Д.А. Позднеплейстоценовая и голоценовая история озера // Ладога. Под. Ред. В.А.Румянцева, С.А. Кондратьева. – СПб.: Нестор-История. 2013. – С. 14-22.

Лудикова А.В., Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Арсланов Х.А. Колебания уровня Ладожского озера в голоцене (на основе палеолимнологических исследований оз. Святого Сергия на о. Путсаари) // // Известия РГО. – 2005. – Т.137. – Вып. 6. – С. 34-41.

Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Корнеенкова Н.Ю., Денисенков В.П., Лудикова А.В. Палеолимнология внутренних озер острова Путсаари (Ладожское озеро) // Известия РГО. – Т. 146. –Вып. 3. – 2014. – С. 29-40.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб, 2009. – 339 с.

Alenius, T., Grönlund, E., Simola, H., Saksa, A. Land-use history of Riekkalansaari Island in the northern archipelago of Lake Ladoga, Karelian Republic, Russia. //*Vegetation History and Archaeobotany.* –2004. – Vol. 13. – № 1. – P. 23 – 31.

Arslanov, Kh., Saveljeva, L.A., Gey, N.A., Klimanov, V.A., Chernov, S.B., Chernova, G.M., Kuzmin, G.F., Tertychnaya, T.V., Subetto, D.A., Denisenkov, V.P. Chronology of vegetation and paleoclimatic stages of northwest Russia during the Late Glacial and Holocene.// Radiocarbon. – 1999. – № 41. – P. 25-45.

Davydova N.N., Subetto D.A., Khomutova V.I., SapelkoT.V. Late Pleistocene-Holocene paleolimnology of three North-Western Russian lakes. // J. Paleolimnology. – 2001. – Vol. 26. – № 1. – P. 37-51.

Doganovski A.M., Davydov Y.A., Rusakov O.V. Characteristic properties of the level regime of north European lakes// Abstracts of the first international Lake Ladoga Symposium 1993. – Joensuu, 1995. – P. 89-95.

Miettinen, J. O., Gronlund. 8., Simola, H. & Huttunen P Palaeolimnologoy of Lake Pieni-Kuuppalanlampi (Kurkgoki, Karelian Republic, Russia): isolation history' lake ecosystem development and long-term agricultural impact. // J. Paleolimnology. – 2002. – Vol. 27. – P. 29-44.

Saarnisto, M. Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // *Quaternary International*. – Vol. 260. – 2012. – P. 143-152

Vuorela, I., Lempiäinen, T., Saarnisto, M. Land use pollen record from the Island of Valamo, Russian Karelia // Annales Botanici Fennici. – 2001. – 38. – P. 139−165.

ДИНАМИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ ПЛАТО ПУТОРАНА ОТ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО МАКСИМУМА ДО МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

В.А. Сарана[1,2], С.Н. Тимирева[1], Ю.М. Кононов[1],
[1] *Институт географии РАН, Москва, Россия,* stimireva@mail.ru, jukon02@mail.ru
[2] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,* saranav@mail.ru

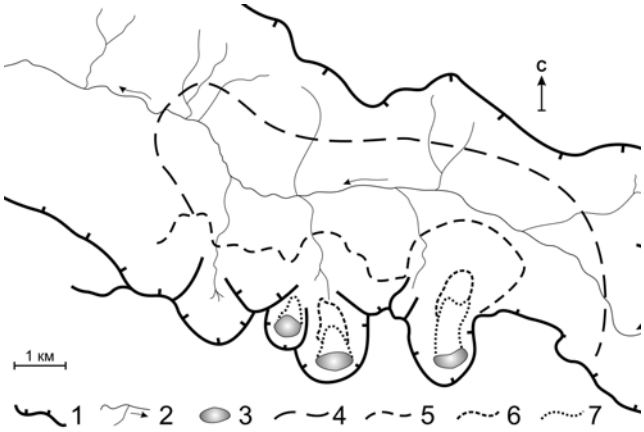
PUTORANA PLATEAU GLACIAL DYNAMICS FROM THE LAST GLACIAL MAXIMUM TO THE LITTLE ICE AGE

V.A. Sarana, S.N. Timireva, Yu.M. Kononov,
Institute of Geography RAS, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Неоднократные периоды похолодания, сопровождающиеся развитием ледниковых систем в высоких широтах, оказали значительное влияние на современную природную обстановку. Широкий спектр ледниковых отложений и форм рельефа, сформировавшихся на севере Евразии в четвертичное время, способствует развитию разнообразных представлений об истории ледниковых событий. Особый интерес представляет вопрос о развитии ледниковой системы в конце плейстоцена – голоцене. Согласно многочисленным исследованиям последнее крупное оледенение на северо-западе Сибири (позднезырянское или сартанское) произошло в позднем плейстоцене. Особую роль в развитии ледников играли горные районы так как, по мнению некоторых исследователей, они являлись самостоятельными центрами оледенений, которые при разрастании сливались в единую ледниковую систему (Grosswald, Hughes, 2002). Вместе с тем, в последнее время развиваются представления об ограниченном оледенении в горах Сибири (Svendsen et al. 2004). Одним из таких горных районов является плато Путорана, расположенное на южной оконечности полуострова Таймыр, современное оледенение которого представлено малыми ледниковыми формами (Сарана, 2005). Вплоть до настоящего времени сохраняется дискуссия о характере оледенения плато Путорана в позднем плейстоцене (Шварев, 1998; Большиянов и др. 2007).

В результате полевых исследований моренного рельефа на репрезентативном участке в долине реки Имангда, расположенном в западном секторе плато, были получены новые данные касающиеся хронологии оледенений Путорана в позднем плейстоцене-голоцене (рис.). В рельефе плато Путорана проявляются разнообразные ледниковые формы рельефа, сформировавшиеся в позднем плейстоцене и голоцене.

Сартанское время включает горно-долинное оледенение трех стадий: караульской или гыданской, ньяпанской и норильской (Геологическая карта…, 1994; Архипов, 1997). Самой значительной была караульская стадия (25-17 тыс. л.н.), во время которой ледники достигали своего максимального развития. Каждая из последующих стадий была короче предыдущей по времени и менее значительной. Ньяпанская стадия относится к интервалу 15-13 тыс. л.н., а норильская – 11,5-10,4 тыс. л.н. (Архипов, 1997).



Реконструкция оледенения долины реки Имангда (западная часть плато Путорана) в позднем плейстоцене – голоцене. 1 – кромка плато, 2 – река Имангда и ее притоки, 3 – современные ледники, 4 – граница максимального сартанского ледника караульской стадии, 5 – граница распространения ледников ньяпанской стадии, 6 – граница ледников норильской стадии, 7 – границы ледников МЛП.

Ледники караульской стадии сформировали отчетливые краевые и боковые морены. На плато в это время развивались горно-долинные и карово-долинные ледники.

Во время ньяпанской стадии развивались каровые и карово-долинные ледники. В результате их деятельности накопились моренные отложения, выстилающие днища каров и их устьевые части, которые расположены на склонах северной экспозиции.

Оледенению норильской стадии соответствуют отложения, не выходящие за пределы каров. В это время преимущественно в западной части плато развивалось каровое оледенение, ледники которого сформировали череду кулисообразных морен на дне ледниковых каров.

Потепление климата в начале голоцена привело к тому, что все ледники, по-видимому, исчезли полностью, а на их месте развивались многолетние снежники, располагаясь у задних стенок каров.

Последнее похолодание, соответствующее Малому ледниковому периоду произошло в позднем голоцене (Большиянов, Павлов, 2004) и привело к возникновению новых ледников, заполнявших древние кары. Одним из перспективных методов исследования хронологии климатических событий с высоким временным разрешением является дендроклиматический анализ. С его помощью можно оценить и динамику ледниковых систем в позднем голоцене (Kononov et al. 2005). В работе М.М. Наурзбаева и Е.А. Ваганова (1999), основываясь на изучении сверхдлинных древесно-кольцевых хронологий в данном районе, было выявлено, что наибольшее похолодание позднего голоцена произошло в последнем тысячелетии. Оно носило многофазовый характер. В это время развивались каровые и карово-долинные ледники, которые занимали верхние части каров и не выходили за их пределы. Ледники достигали в длину до 1,5 км. Очевидно, что во время Малого ледникового периода размеры и толщина ледников были больше, чем сейчас и имели более высокую поверхность, о чем свидетельствует значительное превышение конечных морен (30-45 м) над современной поверхностью ледников. В настоящее время многие из них сохранились как каменные глетчеры.

Таким образом, из приведенных выше фактов видно, что на плато Путорана в позднем плейстоцене и голоцене сплошного ледникового покрова (купола) перекрывавшего плато не существовало. Возможно, в определенных частях плато могли существовать разрозненные ледниковые купола с выводными ледниками. На плато развивался горно-долинный и каровый типы оледенения, преимущественно в северо-западном секторе плато. Кроме того, асимметрия ледниковых систем проявилась на уровне горных долин. Ледники развивались на склонах северной экспозиции. Даже во время максимальной (караульской стадии) сартанского оледенения, когда ледники склонов северной экспозиции спускались и заполняли днище долины реки Имангда, склоны южной экспозиции оставались свободными ото льда.

Для позднего плейстоцена и голоцена на плато Путорана выявлено 4 ледниковых активизации, каждая из которых была меньше предыдущей. Наибольшую сохранность имеют фронтальные морены Малого ледникового периода, что позволяет зафиксировать до 6 периодов стагнации во время отступления каровых ледников долины Имангда в позднем голоцене.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН в рамках проекта «Роль многолетней мерзлоты и оледенения в формировании экосистем арктической зоны».

Список литературы:

Архипов С. А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, – № 12. – С. 1863–1884.

Геологическая карта Норильского рудного района. М 1:200 000. // Объяснительная записка. Б.М. Струнин, О.А. Дюжиков и др. М.: АО «Геоинформатика», – 1994. – 118 с.

Большиянов Д.Ю., Антонов О.М., Федоров Г.Б., Павлов М.В. Оледенение плато Путорана во время последнего ледникового максимума // Изв. РГО. – 2007. – Т. 139. – Вып. 4. – С. 47-61.

Большиянов Д.Ю., Павлов М.В. Определение времени Малого ледникового периода в различных частях Российской Арктики по данным изучения донных озёрных отложений // Известия Русского географического об-ва. – 2004. – Т. 136. – Вып. 4. – С. 37-38.

Наурзбаев М.М, Ваганов Е.А. Изменчивость радиального прироста лиственницы на востоке Таймыра и Путорана за последние 2000 лет // Лесоведение, – 1999, – № 5, – С. 24 -34.

Сарана В.А. Оледенение плато Путорана. // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2005, – № 6, – С. 47-54.

Шварев С.В. Реконструкция сартанского оледенения плато Путорана (по данным космических съемок) // Геоморфология. – 1998. – № 1. – С. 107-112.

Grosswald M. G., Hughes T. J. The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum // Quaternary Sci. Rev. – 2002. – Vol. 21. – P. 121–126.

Ehlers, J., P. L. Gibbard, and P.D. Hughes. Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look // Developments in Quaternary Science, – 2011. – Vol. 15. – 1126 p.

Kononov, Y.M., Ananicheva, M.D. and Willis, I.C. High-resolution reconstruction of Polar Ural glacier mass balance for the last millennium // Annals of Glaciology – 2005. – Vol. 42. – P. 163-170.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. – 2004. – Vol. 23 (11/13). – P. 1229–1272.

БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОКЛИМАТ ЮЖНОЙ СИБИРИ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

С.А. Сафарова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, s.safarova@mail,ru

BIOSTRATIGRAPHYAND PALEOCLIMATE OF THE SOUTH SYBERIA DURING THE QUATERNARY TIME

S.A. Safarova, P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, Russia

Влажный и относительно прохладный климат этогорегиона развивался в направлении медленного похолодания и к концу плиоцена на вновь поднятом обрамлении котловины стали появляться леднички. С наступ-

лением четвертичного периода похолодание ускорилось, это привело к преобладанию в низах плейстоценовых отложений пыльцы травянистых над пыльцой древесных пород.

В спорово-пыльцевых спектрах этого времени представлены ель, сосна, а также маревые, полынь, сложноцветные, злаки. Такое сочетание говорит о господстве хвойных лесов в горном обрамлении и степных сообществ в равнинной части котловины.

Как полагают ряд авторов, нижнеплейстоценовое оледенение не затронуло Южную Сибирь. Ледники появились в Южной Сибири в среднечетвертичную эпоху, когда оледенение захватило почти всю Сибирь (Монич, 1937; Эдельштейн, 1925).

Материковый ледне достиг широт Минусинской котловины, но здесь сформировалось местное горно-долинное оледенение по Кузнецкому Алатау, Западным и Восточным Саянам.

В депрессиях, не подвергшихся оледенению, шел в это время речной размыв, и местами скапливались нагромождения флювиогляциального и аллювиального материала, как отмечал Я.С. Эдельштейн (1936) образовались высокие террасы рек, сформировалась аллювиальная равнина Абакано-Минусинской котловины.

При изучении реликтов в растительном покрове, В.В. Ревердатто (1936) высказывает мысль, что в приледниковой области, в том числе и Минусинской котловине, в эти эпохи формировались криоксеротические холодно-засушливые "болото-степи". На этом перегляциальном пространстве смешивались виды высокогорных флор, спускавшиеся с Южно-Сибирских гор, арктические тундровые виды, гонимые ледником с севера, и обитавшие здесь ранее болотные виды и перелески из ксерофитной лиственницы, карликовой березы и сосны. На южных склонах холмов и пригорков, на скалах нашли подходящие местообитание ксерофиты, уже существовавшие здесь (палиоценовые травянистые пространства) и пришедшие из Монгольских степей и пустынь, где они известны еще третичного времени.

Эти представления находят подтверждение и в исследованиях террас Енисея, проведенных А.П. Пуминовым (1966). В отложениях четвертой террасы, относимых к эпохе оледенения, он обнаружил по спорово-пыльцевым спектрам признаки явственного остепнения растительности. В.И. Громов (1948) и К.К. Марков (1956) рассматривают растительный комплекс приледниковых областей Сибири как "холодную лесостепь", с участием разреженных березовых колков. Наши спорово-пыльцевые данные подтверждают, что в соседстве с ледником могли существовать такие формации. Обнаружилось, что в ледниковый век также совершались смены растительности (но намного медленнее, чем в межледниковье) на территориях свободных от ледяного покрова. При этом растительность времени наступания ледника отличалась от растительного покрова приледниковой области во время регресса оледенения.

По-видимому, фазой березовой лесостепи завершалась растительность приледникового века, теснимая холодом наступающего оледенения. Появление болото-степи, напротив, предвестник конца оледенения, результат усилившегося таяния льда.

Конец эпохи максимального оледенения ознаменовался обширной трансгрессией Северного Ледовитого океана, получившей наименование бореальной. Обширный Таймырский залив треугольником выдавался на территорию Средней Сибири вплоть до устья Подкаменной Тунгуски. Его воды населяла теплолюбивая морская фауна, побережье было занято лесами. В этот межледниковый век, – его принято называть казанцевским, – равнина Минусинской котловины, по всей видимости, была занята степями, представленными теплолюбивой флорой с участием Монгольских пришельцев. В обрамлении господствовали лесные формации. Во второй половине казанцевскогомежледниковья, в связи с отсутствием моря, произошел 70-100 метровый врез Енисея. Спрямив излучину подножья Саян, он переместился вправо.

Его древнее русло до сих пор сохранилось в Койбальской степи. Эти перестройки и изменения русел произошли и у малых рек котловины, не только притоков Енисея, но и Оби, Чулыма, Черного и Белого Июса. В верхнем плейстоцене материковый лед опять начал надвигаться на север. Покровным оледенениям севера материка соответствовали горные оледенения в обрамлении Минусинской котловины. Второе оледенение названо зырянским.

Несмотря на различия в высоте снеговой линии над уровнем моря (в самаровский век она была самой низкой) все три оледенения, пережитые горным обрамлением, воздействовали почти одинаково на климат и растительность котловин. Замыкая степи в ледяное кольцо, они создавали в депрессиях холодный и засушливый климат.

Кратковременный но, по В.Н.Саксу (1947) более чем временная эпоха зарянско-сартанскийинтерстадиал, ознаменовался каргинской трансгрессией моря, несколько менее обширной, чем предыдущая бореальная трансгрессия.

В плейстоцене, как отмечала А.В. Положий, сформировалось древнее ядро современной флоры южной части Сибири. Меняющиеся климатические условия в связи с чередованием ледниковых эпох и межледниковий способствовали интенсивному видообразованию. В частности, в это время возникали новые виды астрагалов и остролодочников (Astralagus-fruticosus, Astralagus-dasyglottis, Oxytropisin-cludens и др.) При оледенении горных хребтов высокогорные виды постепенно вытиснились в котловины, где занимали подходящие экологические ниши в пределах перигляциальнойзоны. По мере отступания глетчеров эти психрофиты мигрировали в двух направлениях: частью возвращались в горы на прежние позиции, а частью продвигались вслед за отступанием материковых льдов на север. Таким образом, сформировались современные разорванные ареалы ряда арктовысокогорных видов, центром происхождения которых является Южная Сибирь.

Список литературы:

Громов В.И Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Труды Ин-та геол.наук АН СССР. Вып.64, геол.серия,№17,1948,

Марков К.К. Происхождение современных географических ландшафтов. Вопросы географии, док.XVIII Межд.геогр.конгресса, М.-Л, АН СССР,1956

Монич В.К. Геоморфологический очерк Кузнецкого Алатау. Труды треста золоторазведка издание ОНТИ. М. 1937

Положий А.В. Анализ флоры астрагалов и остролодочников степей Средней Сибири. Известие Томского отд.бот.общ-ва,т.4,1965

Пуминов А.П. К истории долины р.Енисея на участке Минусинского прогиба в кайнозое. Четвертичный период Сибири, изд. Наука, 1966

Ревердатто В.В. Ледниковые реликты во флоре Хакасских степей. Труды Томского Ун-та вып..86,1936

Сакс В.Н. Четвертичное оледенение Севера Сибири. Ж. Природа, № 4, М.1947

Эдельштейн Я.С. Краткий отчет о геологических исследованиях,проведенных в 1924г. в средней части Минусинского уезда. Иза.геол. ком.т.44,№6,1925

Эдельштейн Я.С. Геоморфологический очерк Минусинского края. Труды ин-та физической географии вап.22 №3 М-Л: 1936.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ДРЕВНЕМУ ГОРНОМУ ОЛЕДЕНЕНИЮ АРМЕНИИ

Ю.В. Саядян

Институт геологических наук НАН РА, Ереван, Армения, sayad-yuri@rambler.ru

THE LITOLOLOGIC-PALAEOGEOGRARAPHY DATA THE ANCIENT MOUNTAIN GLACIATION OF ARMENIA

Y.V. Sayadyan, Institute of Geological Sceiences NAN RA. Yerevan, Armenia

Двукратное горное оледенененение в Армении (вулкан Арагац, Гегамское, Варденисское и Ахлалкалакское вулканические нагорья и Малый Кавказ) в среднем и позднем неоплейстоцене доказано многими исследователями геоморфоллогическим методом (С.П. Бальян, Н.В. Думитрашко, Б.Л. Личков, Е.Е. Милановский, К.Н. Паффенгольц, В.П. Рейнгарт, и др.), которые, по всей вероятности, соответствовали днепровской и валдайской ледниковым эпохам Русской равнины и терскому и безенгийскому горным оледенениям Большого Кавказа Однако, о наличии двух стадий развития этих двух оледенений гор Армении не было известно. Изучение возраста, литологическских особенностей и палеогеографическиеих условий формирования неоплейстоценовых озёрных и озёрно-аллювиальных отложений межгорных впадин Армении позволило установить две стадии развития горных ледников Армении в течении каждой ледниковой эпохи, разделённые межстадиалами (Саядян, 2009).

Так, в раннем и в начале среднего неоплейстоцена в Араратской межгорной впадине существовало крупное озеро, отложения которого заполняют переуглубленные в конце эоплейстоцена и в начале неоплейстоцена русла рек и всю Араратскую равнину. Эти отложения объединены в араратскую свиту, которая, в свою очередь, подразделяется на две подсвиты: нижнеараратскую, сложенную в основном, глинистыми озёрными отложениями, датируемую ранним неоплейстоценом и верхнеараратскую, сложенную озёрно-аллювиальными отложениями, датируемую средним неоплейстоценом. Нижнеараратскую подсвиту храктеризуют разнообразные руководящие пресноводные моллюски. Верхи верхнеараратской подсвиты содержат руководящую фауну крупных млекопитающих ленинаканского (сингильского) фаунистического комплекса, Верхнеараратская подсвита имеет двустадийное (двучленное) строение. Формирование ее было связано с активизацией речного стока во время двух крупных стадий средненеоп-лейстоценового горного оледенения массива Арагац.

В начале позднего неоплейстоцена в Араратской впадине происходило новое переуглубление речных долин, связанное с понижением основного базиса эрозии–Каспийского моря и тектоническими процессами, а в дальнейшем – накопление новых аллювиальных и озёрно-аллювиальных отложений. В толщу озёрно-аллювиальных отложений последовательно вложена серия надпойменных террас. Формирование аллювия пятой и четвертой террас соответствует двум крупным стадиям поздненеоплейстоценового оледенения массива Арагац. Третья терраса формировалась в позднеледниковье , а вторая – в послеледниковое время. Первая терраса в большинстве случаев является голоценовой и находится в одном ряду с низкой и высокой поймами.

На южных и восточных склонах вершинной области и привершинного плато вулкана Арагац хорошо выражены следы средне- и поздненеоплейстоценового оледенений.

Весьма интересны данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов верхнеараратской подсвиты, сложенной отложениями 22-25 метровой средненеоплейстоценовой (чарбахской) террасы реки Раздан. Комплексы спор, пыльцы и диатомовой флоры (Алешинская, Саядян, 1983) нижней и верхней частей этого разреза свидетельствует об их разнофациальной природе и различных физико-географических условиях существовавших во время накопления отложений. Судя по данным спорово-пыльцевого анализа, за время накопления отложений разреза этой террасы растительность и климат двукратно существенно менялись. Во время формирования валунно-галечных отложений нижней части разреза подсвиты в бассейне реки Палео-¬Раздан существовали широколиственные леса разнообразного флористического состава. Эдификатором этих лесов был орех. В составе диатомового комплекса встречаются тепловодные виды. Климат был семигумидным, мягче современ-

ного, зимы менее суровые, увлажненность большая. Во время накопления супечанно-суглинпстых отложений верхней части разреза подсвиты произошло похолодание – одни широколиственные породы исчезли (гикории, каштан, дзелькова, клен), роль других резко уменьшилась (орех, каракас). Большое значение приобрели хвойные, мелколиственные леса, основными породами в которых были сосна, береза и ольха. В составе диатомового комплекса тепловодные виды отсутствуют.

В отложениях нижней части разреза чарбахской террасы А.К. Агаджанян (Агаджанян, Саядян, 1983) обнаружил фауну мелких млекопитающих, которая по экологическому облику соответствует ландшафтам, в которых важное место занимали леса с отдельными участками открытых биотопов, что хорошо согласуется с палинологическими данными.

На двустадйность (двучленность) формирования аллювия, относящегося к среднему неоплейстоцену, указывают также результаты геоморфологического картирования и изучения четвертичных отложений в долинах рек Веди, Азат, Раздан, которые указывают на двукратную активизацию речного стока в это время, что может быть связано с ледниковыми явлениями в горных районах.

В толщу озерных отложений, относящихся к среднему неоплейстоцену, последовательно вложена серия валунно-галечных и песчано-галечных террас. Обширными валунно-галечными террасами, занимавшими некогда большие территории, являются пятая и четвертая террасы. Третья терраса песчано-галечная, но также занимает большую площадь у подножья вулкана Арагац. Остальные террасы (вторая и первая) врезаны в осадочно-вулканогенную серию и располагаются внутри глубоких ущелий. Подобные различия указывают на существенные колебания энергии речного стока, поступавшего со стороны вулкана Арагац, как твердого, так и жидкого, что, вне всякого сомнения, было связано с режимом ледниковых процессов в его привершинной части. Формирование валунного аллювия пятой и четвертой террас, отделенных друг от друга значительным перепадом высот, по-видимому, соответствует двум крупным стадиям развития оледенения вулкана Арагац в верхнем неоплейстоцене, которые были синхронны двум разным этапам поздненеоплейстоценового безенгийског ооледенения Большого Кавказа – раннего (безенги 1) и позднего (безенги 2), выделенным Е.Е. Милановским (1966). По всей вероятности эти фазы соответствовали двум поздненеоплейстоценовым стадиям валдайской ледниковой эпохи на Русской равнине – ранневалдайской и поздневалдайской. Третья терраса формировалась в позднеледниковое время, вторая – в послеледниковое время.

Таким образом, для среднего и позднего неоплейстоцена Армении установлены две стадии развития горных ледников, разделенные межстадиалами. Фазы активизации речного стока и формирования грубообломочного аллювия были подчинены динамике снеговой границы во время развития двух стадий оледенения. Эти стадии могли быть связаны с двумя стадиями и межстадиалами покровных оледенений Русской равнины – днепровской и вал-дайской, а также синхронны с терским и безенгейским горными оледенениями с двумя межстадиалами на Большом Кавказе.

Список литературы:

Агаджанян А.К., Саядян Ю.В. Находки остатков мелких млекопитающищ в плио-плейстоценовых отложениях Армении. В кн: Вопросы четвертичного периода Армении. – Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983. – С. 102-105.

Алешинская З.В., Саядян Ю.В. Фауна и флора времени проживания древнепалеолитического человека, открытого в Ереване. – Ереван: Изд. АН Арм.ССР, 1983. – С. 34-39.

Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. В кн: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд. МГУ, 1966. С.5-49.

Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении.- Ереван: Изд. „Гитутюн„ НАН РА. 2009. 357 с.

СОБЫТИЙНЫЙ АНАЛИЗ ИСТОРИИ БОЛЬШОГО КАСПИЯ В СИСТЕМЕ ЯРУСОВ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

А.А. Свиточ

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Москва, Россия, paleo@inbox.ru

ANALISIS OF GREAT CASPIAN SEA EVENTS IN THE SYSTEM OF GEOLOGICAL STAGES OF THE MEDITERRANEAN

A.A. Svitoch, M.V. Lomonosov Moscowe State University, Russia

Большой Каспий (БК) это система морских и солоноватоводных, в разной степени опресненных бассейнов, непрерывно существовавших в позднем плиоцен-голоцене на месте Каспийского моря и окружающих его низменных территориях. Среди БК выделяются регияруса: акчагыльский, апшеронский и каспийский, имеющие сходное литофациальное строение, охарактеризованное разнообразной малакофауной, позволяющей их детально расчленять.

В настоящее время МСК в составе квартера предложены четыре яруса с уточнением их нижней границы: гелазийский (гелазий —2,588), калабрийский (калабрий — 1,806), ионийский (ионий — 0,78), тарантийский (тарантий — 0,126) и голоценовый отдел (голоцен — 0,011784). При этом решения по тарантию и ионию находятся на утверждении МСК.

В стратиграфическом отношении и в летописи палеогеографических событий БК ни жние границы средиземноморских ярусов МСШ выражаются по разному, с разной степенью достоверности. Достаточно уверен-

но прослеживается нижняя граница пьяченце и хрона Гаусса, приуроченная к основанию положительно намагниченного фаунистически охарактеризованного акчагыла. В наиболее полных разрезахЗападной Туркмении и Азербайджана она проходит несколько ниже, в кровле подстилающих пород (продуктивной и челекенской свиты). Сходная ситуация отмечается и определением нижней границы иония, которая устанавливается по смене полярности (Матуяма – Брюнес) в верхней части тюркянских отложений — подошве морского фаунистически охарактеризованного баку.

С определенным затруднением связано выделение нижней границы гелазия, среди обильнофаунистически охарактеризованных пород максимума акчагыльской трансгрессии проводимой исключительно по смене ортозон Гаусса–Матуямы.

Рядом специалистов (Невесская, Трубихин, 1984 и др.) в верхах верхнего акчагыла отмечаются следы опреснения. Если это справедливо, то могло бы служить дополнительным критерием диагностики границы в толще акчагыльских пород, так же, как и присутствие остатков Archidiskodonmeridionalisgromovi (Garuttet Alexeeva) и Borsudiapraehungarica (Shevchenko) в континентальных образованиях.

Другого типа трудности существуют с установлением нижней границы калабрия по эпизоду Олдувей среди обратно намагниченных акчагыльских и апшеронских пород. Достоверно этот эпизод в каспийских разрезах определяется редко, и практически граница выделяется в отложениях по исчезновению акчагыльской фауны и первому появлению апшеронских моллюсков — т.е. событию достаточно продолжительному.

Близкое положение отмечается с фиксацией нижней границы тарантия по палеомагнитному редко распознаваемому эпизоду Блейк. Реально в каспийском плейстоцене граница предположительно выделяется по максимуму позднехазарской трансгрессии, осадкам содержащим Didacnasurachanica Andrus.

Наиболее достоверно в каспийских разрезах устанавливается основание голоцена МСШ. По массовым датировкам и малакологическомуанализу оно совпадает с максимумом — началом регрессии раннехвалынского моря и не нуждается в палеомагнитном обосновании. Но это исключение, во всех других случаях материалы палеомагнетизма, совместно с фаунистическим обоснованным стратиграфическим положением пород является основой для их привязки к границам яруса МСШ. При этом если материалы палеомагнетизма изохронны и позволяют достаточно точно определить положение границ, то биостратиграфические данные, даже в случае их высокой конкретизации и оригинальности устанавливают скорее положение зон, чем границ реперов.

Близкая по характеру и результатам ситуация существует и при событийном анализе ярусов МСШ и регионрусов БК. Как известно, ярусы МСШ отражают глобальные изменения вод Мирового океана. Регионрусы БК фиксируют крупные палеогеографические события Каспийского региона. Среди них выделяют эпохи акчагыльской, апшеронской и каспийской трансгрессии. Каждая из них по масштабам бассейна и подъему его уровня, составу руководящей фауны резко отличается от смежных событий, однако, в целом, все же они отражают последовательное, тесно связанное развитие этих водоемов БК от обширного полуоткрытого морского бассейна в акчагыле до небольшого изолированного и опресненного современного Каспия (табл.).

Пьяченский ярус в событиях БК отвечает началу акчагыльской трансгрессии (низы акчагыльского яруса) — эпохи завершения длительного балаханского развития, проникновения в каспийскую впадину и смежные депрессии рельефа осолоненных морских вод из Средиземного моря (?) и образования обширного полуопресненного морского водоема с крупными заливами: на востоке Туркменского, на западе Куринского и Терского, на севере Приволжского, заселенных оригинальной малакофауной.

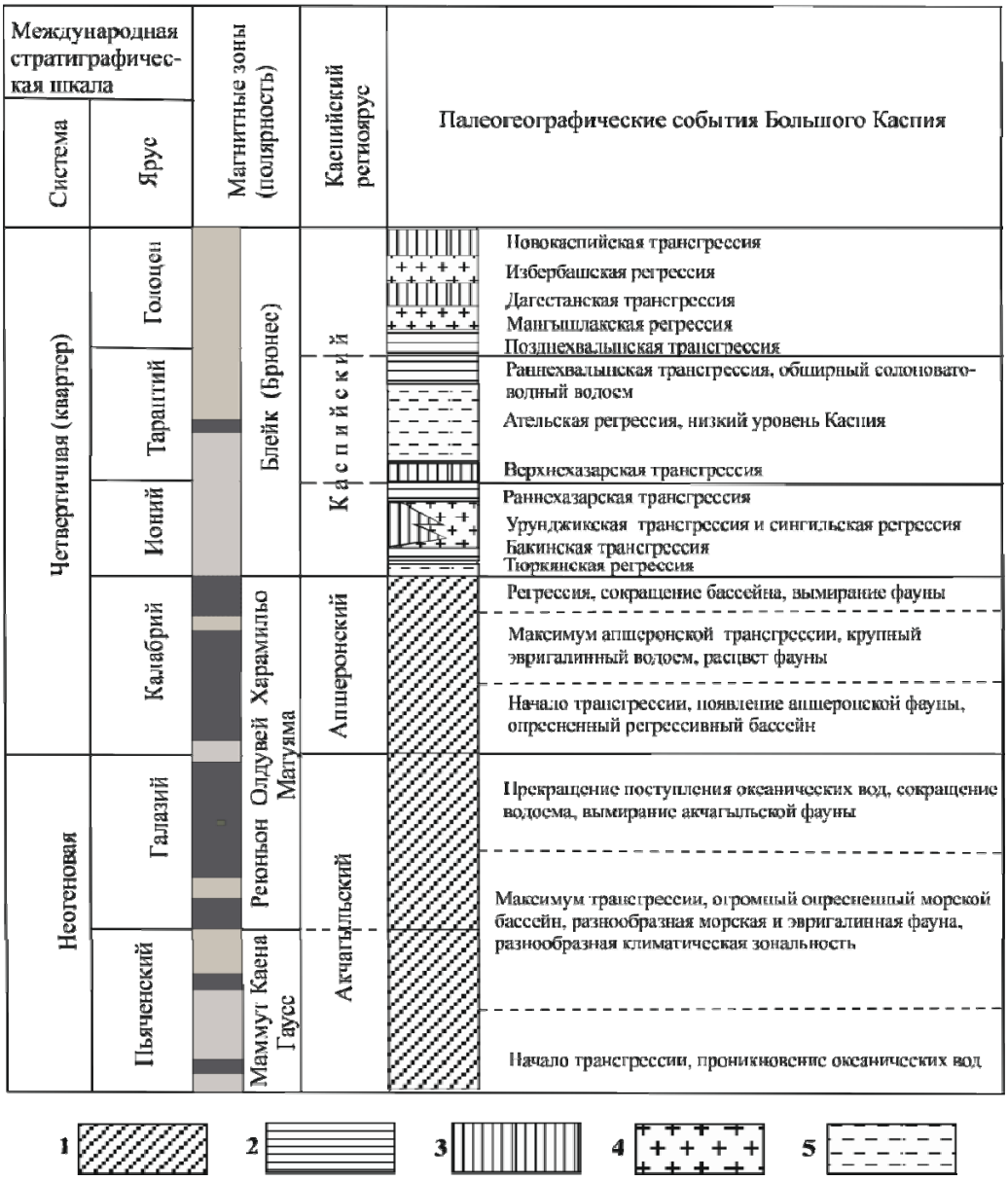
Максимум акчагыльской трансгрессии и ее завершение с обратным ходом уровенного режима (подъем сменился падением уровня вод) приходится на гелазий Средиземноморья. В пик событий бассейн состоял из трех крупных водоемов — центрального (Волго-Каспийского), восточного (Арало-Каспийского) и западного (Понт-Азовского), соединенных проливами. Уровень моря располагался на отметках до +100 м.абс.высоты, а в конце эпохи упал до +50 м и ниже. Акчагыльскаямалакофаунаобильная и богатая в начале этапа (Avimactra, Cerastoderma, Potamides и др.) к его концу почти полностью вымирает за исключением Dreissena.

Калабрийский ярус — единственный ярус МСШ событийно отвечающий одной крупной эпохе БК — апшеронской трансгрессии (апшеронский ярус), с подъемом уровня до +60 м, по площади существенно уступавшей акчагыльскому бассейну, в отличие от него представлявшим замкнутый солоноватоводный водоем, заселенный фауной моллюсков с полным циклом существования — от появления апшеронских экзотов до их вымирания. В крупных чертах для апшеронского века характерно усиление климатической дифференциации и заметное нарастание похолодания климата в северной части бассейна.

Ионический и тарантийскийярусы МСШ (находящиеся на стадии утверждения) в событийной истории БК соответствующие «классической» плейстоценовой части квартера, состоящей из осадочной серии крупных каспийских водоемов, разделенных глубокими регрессиями.В целом это были крупные бассейны с масштабом и временем существования, несколько уступающие, однако соизмеримые акчагыльскому и апшеронскому морям, отличавшиеся от них более резкими масштабными колебаниями уровня от + 50 до – 100 м и более, заселенные разнообразными группировками моллюсков DidacnaEichv.

Ионий. В эпоху, продолжительностью около 0,655 млн. лет, в каспийском регионе отмечалось последовательное чередование крупных палеогеографических событий, связанных с разномасштабными колебаниями уровня Каспийского моря, климатической ситуацией и сменой разных фаунистических комплексов. В эту эпоху существовали два крупных плейстоценовых бассейна — бакинский и раннехазарский, относительно солоноватоводных, заселенных характерными комплексами дидакн (Янина, 2012), разделенные осадками небольшой, относительно тепловодной урунджикской трансгрессии и разнообразными континентальными образованиями, содержащими остатки тираспольского, сингильского и хазарского фаунистических комплексов млекопитающих.

Палеогеографические события Большого Каспия (БК) и система ярусов МСШ[1].



Условные обозначения: 1 — Обширные опресненные и продолжительные морские и солоноватоводные трансгрессии; 2 — крупные солоноватоводные относительно холодноводные трансгрессии; 3 — небольшие солоноватоводные относительно тепловодные трансгрессии; 4 — регрессии относительно теплые; 5 — регрессии относительно холодные.

Тарантий. В Каспийской области и особенно в Северном Прикаспии, природные события этой эпохи, как и в тарантии Средиземноморья и континентальной Европы были сходными по контрасту и разнообразию. В начале эпохи отмечалась позднехазарская трансгрессия Каспия, с теплыми солеными водами и богатым комплексом дидакн, с господством термофильной группы дидакн — «crassa» (Didacnasurachanica Andrus). Далее последовала холодная ательская эпоха, с глубокой регрессией Каспия, с широким развитием на побережьях криогенных грунтов и холоднолюбивой фауной крупных (Bisonpriscus Bojanus, Mammuthusprimigenius Blum, Equuscaballus L.) имелких (Marmotabobas Miller, Citellusfulvas Licht., Allactagajaculus Pall., Laguruslagurus Pall.) млекопитающих верхнепалеолитического комплекса.

Около 30 тыс. лет назад началась обширная раннехвалынская трансгрессия с максимумом в предголоценовое время, частично совпадавшая с осташковским (поздневалдайским) оледенением Русской равнины.

Голоцен. В МСШ выделение голоценового этапа (?) приходится на эпоху послеледникового потепления. Наиболее четко это установлено по палинологическим данным схемы Блитт-Сернандера, поматериала которой в голоцене выделяются фазы: предбореальная (холодная, влажная 10,0 – 9,0 тыс. лет), суббореальная (относительно холодная, сухая, 5,0 –2,5 тыс. лет), субатлантическая (относительно теплая, влажная, 2,5 – 0,0 тыс. лет).

Массовое датирование каспийского голоцена позволяет расчленить его на ряд крупных природных событий и сопоставить их с климатическими фазами. В голоцене Каспийского региона выделяется три подъема Кас-

[1] Ярусы тарантий и ионий в МСШ находятся на утверждении.

пия: позднехвалынская (8,7 – 7,2), дагестанская (гоусанская, 6,4 –5,4) и новокаспийская (3,9 – 0,4), разделенные двумя регрессивными эпохасми: мангышлакской (7,2 –6,4) и избербашской (5,3 – 3,9). Сравнение их с климатическим фазами голоцена показывает самую разную сходимость. Позднехвалынская стадия приходится на смену берального климата теплой атлантической эпохой, дагестанская стадия совпадает с самой теплой эпохой голоцена, а собственно новокаспийская трансгрессия в основном приходится на вторую половину – конец голоцена.

Можно заключить,что в отложениях верхнего плиоцена нижние границы плейстоцена ярусо в МСШ и регионрусов БК, как отраженные в их осадках палеогоеграфические события соотносятся по разному — от прямо сопричастных и достоверно сопоставляемых до неочевидных. Причин этому несколько:

1. Разномасштабность и иерархия событий сравниваемых объектов — Мирового океана и Каспийского региона, остатки Восточного Паратетиса).
2. Разные критерии выделения ярусов МСШ и регионрусов БК.
3. Различная степень изученности ярусов МСШ и регионрусов БК. Особенно это относится к недостатку комплексного анализа (детальная стратификация, ПМ, хронология и т.д.) регионрусов БК.

Список литературы

Невесская Л.А., Трубихин В.М. История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. М. 1984. С.19–27.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М. 2012. 262 с.

ПАЛЕОПОЧВЫ СТАДИИ МИС3 (GLEYSOLS И HISTOSOLS) ПАЛЕОКРИОГЕННОЙ ОБЛАСТИ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ШИРОТНАЯ ЗОНА ГИДРОМОРФНОГО ПЕДОГЕНЕЗА?

С.Н. Седов[1,3], А.В. Русаков[2], В.С. Шейнкман[3,4,5]

[1]Геологический институт, Национальный университет, Мехико, Мексика, serg_sedov@yahoo.com,
[2]Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, spp-06@mail.ru,
[3]Тюменский Государственный институт Нефти и Газа, Тюмень;Россия,
[4]Институт географии СО РАН, Иркутск;
[5]Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru,

MIS3 GLEYSOLS AND HISTOSOLS IN THE PALEOCRYOGENIC AREA OF NORTH EUROPE AND NORTH-WESTERN SIBERIA: A LATITUDINAL ZONE OF HYDROMORPHIC PEDOGENESIS?

S.N. Sedov, Departamento de Edafología, Instituto de Geología, UNAM, Mexico;
A.V. Rusakov, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Russia;
V.S. Sheinkman, S.N. Sedov, Tyumen State Oil and Gas University,Russia;
V.S. SheinkmanInstitute of Geography, RAS, Siberian Branch, Earth CryosphereInstitute, RAS, Siberian Branch, Russia

Введение. Постановка проблемы. Интервал ~60–25 тыс. лет назад, соответствующий Морской Изотопной Стадии 3 (МИС3) (в Европе ему соответствует Средневюрмский – Средневалдайский (Брянский) мегаинтерстадиал, а в Сибири – Каргинскийтермохрон, возводимый некоторыми авторами в ранг межледниковья), – в последнее время привлекает повышенное внимание палеогеографов и специалистов смежных дисциплин. Отчасти это связано с геоархеологическим «заказом»: именно на это время пришелся основной этап расселения человека современного типа из африканской прародины в Евразии и Австралии и связанное с ним формирование культур Верхнего палеолита. Другим стимулом можно считать появление детальных глобальных геологических летописей (прежде всего, Гренландских ледниковых кернов), выявивших контрастные циклические климатические колебания в пределах этого интервала – циклы Дансгаард-Ошгер. Поиск «ответа» природной среды континентов на серию сменяющих друг друга потеплений и похолоданий (т.н. Гренландских интерстадиалов и стадиалов) стал одной из популярных тем палеоэколоических исследований.

Палеопочвы являются одним из ключевых палеоэкологических индикаторов МИС3 в континентальных обстановках. Наиболее хорошо изучены палеопочвы этого времени в многочисленных разрезах Евроазиатского лессового пояса. От Атлантики до Средней Сибири в большинстве региональных хроностратиграфических схем МИС3 представлена 1-3, а иногда и более палеопочвенных уровней (например, палеопочвы и педокомплексы:Лонер в Германии, Штилфрид Б в Австрии, ПК1 в Чехии, Коморники в Польше, Витачевская на Украине, Брянская в Европейской России, Искитимский в Западной Сибири, Куртак в Средней Сибири).

Однако на север от лессовых областей, в ближней перигляциальной области последнего оледенения (Валдайского, Осташковского) находки палеопочв МИС3 были редки. В то же время, расширение базы данных о географии палеопочвенного покрова рассматриваемого хроноинтервала может существенно обогатить палеоэкоогические реконструкции, особенно в части восстановления пространственного разнообразия древних экосистем. В последние годы нами были идентифицированы погребенные палеопочвы стадии МИС3 в Верхнем Поволжье и Западной Сибири.

Результаты. *Верхнее (Ярославское) Поволжье.* В пределах данной территории охарактеризованы гетерохронные толщи, содержащие темногумусово-глеевые и торфяно-глеевые почвы стадии МИС3 (^{14}C-возраст~28–50 тыс. кал.л.н) (Rusakovet. Al., 2007; Rusakov, Sedov, 2012), развитые на ранневалдайских и/или

микулинских озерных отложениях и московской морене и перекрытые поздневалдайскими субаквальными осадками, на которых развиты голоценовые почвы (Альбелювисоли). Несмотря на длительное погребение и наложенные процессы голоценового педогенеза (иллювиирование глины), в профиле палеопочв сохранились признаки быстрых (10^1–10^2 лет) и средневременных (10^2–$10^{3–4}$ лет) элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП). К быстрым ЭПП относятся оглеение, структурообразование и криогенные процессы, к средневременным – гумусообразование, торфообразование, накопление органического вещества. Несмотря на доминирование быстрых ЭПП во время формирования средневалдайскихпалеопочв, следы их проявления в виде конкретных морфологических признаков, зафиксированных прежде всего в мезо- и микростроениипалеогоризонтов, остаются устойчивыми и сохранены в почвенной памяти.

В опорном разрезе позднего неоплейстоценаЧеремошник, палеопочвенно-осадочной толще которого в последнее время уделяется особое внимание (Rusakovetal., 2014) (см. также публикацию в материалах настоящего сборника) в пределах аккумулятивной балочной террасы (МИС5–МИС1, то есть летопись всего последнего климатического цикла) детально изучена темногумусово-глеевая средневалдайскаяпалеопочва в виде педокомплексаAgb–Gb, сформированная в слабо завалуненноймореноподобнойтолще.Почва сформирована при господстве в растительности карликовой березки и ольховника. Диагностированы три ритма эфемерного почвообразования, схожие по морфолого-генетическим признакам. Каждый ритм педогенеза, фиксирующий стабилизацию исходной поверхности, был погребен под очередным овражным наносом, на котором, заново начинала формироваться почва, морфологически сходная с предыдущей. ^{14}C-возраст нижней толщи педокомплекса (горизонты Agb2 и Agb3) оказался ~28 тыс. кал л.н.

Подобные три ритма педогенеза стадии МИС3 были выявлены при изучении почвенно-осадочной толщи разреза Косково, где выявлены последовательно сменяющиеся профили торфяно-глеевых почв (гистосоли).

Западная Сибирь. В ходе полевых работ 2013–2014 гг. в бассейне р. Вах (правобережье р. Оби) были впервые обнаружены хорошо сохранившиеся палеопочвы – там, где их раньше никто не искал! Причина в том, что в 1960-е гг. для этой территории была принята модель покровного оледенения, а ее отрицание большинством мерзлотоведов геологи четвертичного направления долгое время не принимали во внимание. Проблемой поиска палеопочв в Приполярной части Западной Сибири они просто не занимались, поскольку считалось, что их наличие в зоне краевой части предполагаемого ими мощного ледника нереально.

Палеопочвы были выявлены нами в хорошо выраженных разрезах 40-м террасы на большом ее протяжении. Самая молодая почва расположена под несколькими метрами слоистых озерно-аллювиальных отложений, и по ее органическому углероду получен ^{14}C-возраст 25,7–27,7 тыс. лет назад, соответствующий концу МИС3. Палеопочвы в основании 40-м террасы дали запредельный для ^{14}C-метода возраст. Над Каргинской почвой в песчаные осадки вкраплены эрратические валуны и галька, которые, на наш взгляд, являются результатом ледово-речного разноса. При ингрессивном подтоплении и паводках главные реки подмывали спускавшиеся к предгорьям ледники и переносили вмерзшие в лед обломки на междуречье Оби и Енисея.

Прекрасно сохранились полные профили палеопочв, которые во всех исследованных случаях состояли из темного торфянисто-перегнойного и глеевого горизонтов. Органоминеральный горизонт содержит большое количество слаборазложившихся растительных остатков, особенно хорошо видных при микроскопировании шлифов. Минеральный глеевый горизонт в шлифах характеризуется компактным сложением и наличием железистых и карбонатных новообразований. Палеопочва имеет реакцию среды, близкую к нейтральной, в отличие от слабокислой у современного подзола. Поверхностная голоценовая почва – подзол без признаков гидроморфизма.

Дискуссия: сопоставление палеопочв на региональном и межрегиональном уровне, палеоэкологическая интерпретация, реконструкция географических закономерностей.

Сравнение палеопочв МИС3 в Верхнем Поволжье и Западной Сибири показало высокую степень сходства. В обоих случаях они представлены профилями, состоящими из перегнойно-торфянистого поверхностного горизонта, подстилаемого сильно оглеенным (по типу грунтового оглеения) компактным минеральным горизонтом. Для палеоэкологической интерпретации этих палеопочв важно отметить, что они формируются в геоморфологических позициях, неблагоприятных для развития процесса оглеения. Как известно, этот процесс требует насыщения почвы влагой (гидроморфное почвообразование), что обеспечивает восстановительную обстановку. В этих условиях происходит мобилизация железа, которая ответственна за формирование глеевых признаков. В связи с этим, глеевые почвы формируются обычно в понижениях или на плоских слабодренированных водоразделах, обеспечивающих переувлажнение. В полном противоречии с этими закономерностями, во всех изученных разрезах глеевые почвы занимают наиболее дренированные позиции – верхние части склонов или выпуклые водоразделы. Никаких признаков современного застоя влаги там не было обнаружено, также не было признаков оглеения в вышележащих голоценовых почвах –Лювисолях в Поволжье и Подзолах Приобья.

Эти противоречия стали основой для единственной приемлемой гипотезы формирования рассматриваемых палеопочв – мерзлотной. Только горизонт многолетнемерзлых пород, являющийся водоупором, мог обеспечить в данных геолого-геоморфологических условиях застой влаги и “включение” процессов оглеения. Наш вывод подтверждает и наличие прямых криопедологических индикаторов: следов сильных криотурбаций в Вехневолжских профилях. В западносибирскихпалеопочвах прямые признаки криогенеза развиты слабо. Ландшафтная приуроченность – это тундровые или мерзлотно-таежные палеопочвы. Палеоботанические и палеонтологические материалы из этих же палеопочвенных профилей индицируют тундро-степные и лесотундровые ландшафты.

Заключение. Обобщая вышеизложенный материал, следует отметить контрастное отличие изученных палеопочвВерхневолжья и Западной Сибири отсинхронных палеопочв в расположенных к югу лессовых разре-

зах. В европейской части брянские почвы представлены бурыми или палевыми почвами – камбисолями, иногда со следами слабого поверхностного оглеения. В Западной Сибири Искитимскийпедокомплекссформирован слаборазвитыми черноземами. Таким образом, мы можем высказать предположение о существовании специфической северной зоны мерзлотных глеевых почв в почвенном покрове МИС3 в северной части Восточноевропейской равнины и Западносибирской низменности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (13-05-00854а, 14-04-00894а, 14-05-31511мол_а).

Список литературы:

Rusakov A.V., Korkka M.A., Kerzum P.P., Simakova A.N. Paleosols in the moraine-mantle loam sequence of northeastern Europe: the memory of pedogenesis rates and evolution of the environment during OIS3 // Catena. – 2007. – V. 71. – pp. 456–466.

Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov S., Kuznetsov V., SavenkoS., Starikova S., Korkka M.,Titova D. Landscape evolution in theperiglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosolsand sediments of the Cheremoshnik key site (UpperVolga, Russia) // Quaternary International (2014), http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029.

Rusakov A., Sedov S. Late Quaternary pedogenesis in periglacial zone of northeastern Europe near ice margins since MIS 3: timing, processes, linkages to the landscape evolution // Quaternary International. – V. 265. – 2012. – pp. 126–141.

ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТУНКИНСКОГО РИФТА: КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.Ю. Семеней[1], А.А. Щетников [2], Ф.И. Хензыхенова [3]

[1] *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Росси*я semselana@gmail.com

[2] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия* shch@crust.irk.ru

[3] *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия* khenzy@gin.bscnet.ru,

LATE PLEISTOCENE OF SOUTH OF SIBERIAN CRATON AND TUNKA RIFT VALLEY: DEPOSIT CORRELATION AND SEDIMENTATION CONDITIONS BY GEOCHEMICAL AND PALEONTOLOGICAL DATA

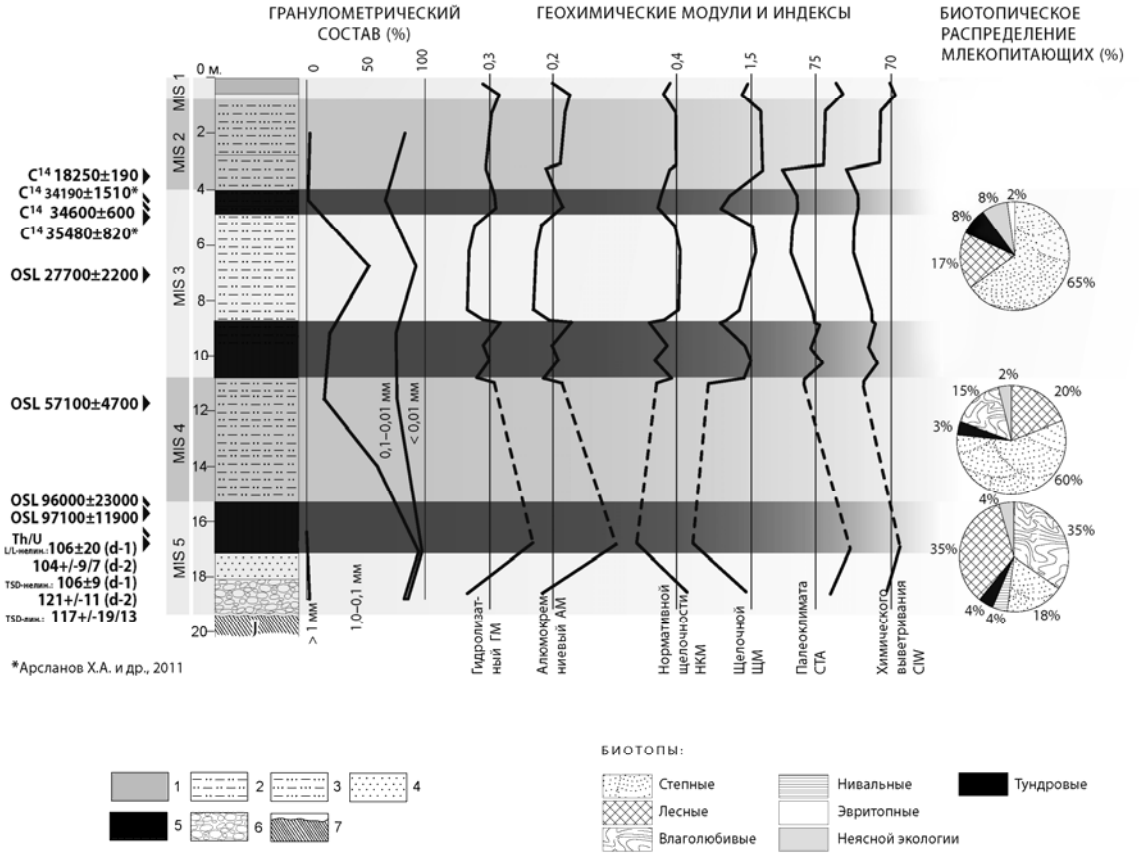
E.Y. Semeney, Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia;
A.A. Shchetnikov, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia;
F.I. Khenzykhenova, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Нами проведен комплекс литохимических и палеонтологических исследований отложений разрезов Усть-Одинский и Грановщина в Предбайкалье, а также Славин Яр, Белый Яр и Закту́й в Тункинском рифте. При интерпретации результатов стандартного силикатного анализа были подсчитаны литохимические модули (Юдович, 2011) и индексы. Радиоуглеродное датирование отложений было выполнено в Оксфордском университете (Великобритания), Санкт-Петербургском университете и Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск); OSL – датирование осуществлялось в Институте геологии Таллиннского технологического университета (Эстония), 230 Th/U датирование (Максимов и др., 2015) выполнялось в Санкт-Петербургском университете. Литолого-стратиграфическая характеристика отложений рассмотренных разрезов приведена в работах (Щетников и др., 2009; Shchetnikov et al., 2012, 2015а,б; Казанский и др., 2014а,б). Анализ геохимических характеристик отложений разрезов и стратиграфического распределения в них находок териофауны позволил провести корреляцию отложений и проследить вариации климата и природной среды в позднем плейстоцене региона.

Казанцевское межледниковье (MIS 5). В нижней части разреза Усть-Одинский отложения характеризуются высокими значениями всех рассматриваемых модулей, за исключением щелочного (ЩМ) и нормативной щелочности (НКМ), что свидетельствует о преобладании в этот период теплого гумидного климата. Следует отметить, что анализ экологической приуроченности мелких млекопитающих, как из подстилающих казанцевскую палеопочву отложений, так и непосредственно из казанцевской почвы показал доминирование обитателей увлажненных (35%), лесных (35%) и степных (20 и 18%) местообитаний и малочисленность обитателей тундровых (7 и 4%) биотопов и нивальных пространств. Такое видовое распределение свидетельствует о широком распространении влажных территорий с лесными зонами и лугостепями, небольшими тундровыми и нивальными биотопами и об относительно теплом и гумидном климате казанцевского межледниковья.

Муруктинское похолодание (MIS 4). Отложения казанцевского возраста в разрезе Усть-Одинский перекрывают осадки с пониженными значениями всех модулей, кроме ЩМ и НКМ, которые в данном интервале имеют максимальные значения, что указывает на холодный климат формирования осадков. В отложениях муруктинского оледенения были найдены остатки таежных, степных, тундровых и гидрофильных видов, что характеризует фауну, как смешанную экологически или дисгармоничную, характерную для холодных эпох позднего плейстоцена Евразии. В отличие от фауны казанцевского возраста в фауне муруктинского горизонта отмечено резкое увеличение видов – обитателей открытых пространств (60%) и сокращение лесных (20%) и влаголюбивых видов (15%), что свидетельствует о доминировании открытых луго- и тундростепных ландшафтов, подчиненном значении лесных. Таким образом, геохимические и палеозоологические данные свидетельствуют о холодном климате.

Каргинский мегаинтерстадиал (МИС 3). ***Предбайкалье.*** Усть-Одинский разрез: два пика максимальных значений всех рассматриваемых модулей, за исключением НКМ и ЩМ, характеризуют горизонты максимального потепления в каргинское время и совпадают с формированием палеопочв в этом разрезе (рис.). Костные остатки млекопитающих были найдены только в верхней каргинской почве. Фауна мелких млекопитающих представлена тундровыми видами – северосибирской полевкой, таежным – красной полевкой, степными видоми – узкочерепной полевкой и гидрофильной полевкой-экономкой, что свидетельствует о наличие в это время тундролесостепных ландшафтов с лугами вдоль долин рек.



Комплексная характеристика отложений разреза Усть-Одинский. Литологическая колонка приведена в упрощенном виде. 1 – современная почва, 2 – супеси и суглинки, 3 – лессовидные супеси, 4 – пески, 5 – горизонты ископаемых почв, 6 – валунные галечники, 7 – юрские песчаники.

На основе геохимических данных можно предположить, что накопление отложений разреза Грановщина происходило преимущественно в каргинское время, что не противоречит палеонтологическим данным. Териофауна этого времени представлена преимущественно степными видами (53 %), а так же лесными (24 %) и тундровыми (18 %).

Юго-Западное Прибайкалье. Смена климата с криоаридного на гумидный в разрезе Славин Яр положительно коррелируется с вариациями геохимических данных. Фиксируется рост значений всех литохимических модулей, за исключением НКМ и ЩМ, для которых характерен четко выраженный минимум. В разрезе выделено по меньшей мере два горизонта с подобными характеристиками. Эти пики соответствуют глубинам 6 и 11 м, отложения которых накапливались в максимально теплые периоды каргинского времени. На глубине 8 и 11 м были обнаружены остатки млекопитающих мамонтового комплекса: *Mammuthus primigenius, Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Capreolus* sp.

В нижней части разреза Белый Яр I терригенные отложения характеризуются высокими значениями литохимических модулей, исключая НКМ и ЩМ. По совокупности палеонтологических и геохронологических данны можно говорить о формировании отложений нижней части разреза в условиях относительно теплого климата каргинского времени.

Отложения каргинского времени разреза Закту́й содержат многочисленные остатки мелких млекопитающих. Доминирующей группой в них являются сухостепные (50%) виды, в подчиненном значении лесные (25%) виды и обитатели увлажненных ландшафтов (21%), которым по численности значительно уступали нивальные виды (2%). Видовой состав фауны мелких млекопитающих свидетельствует о широком распространении, как сухостепных, так и лесных и увлажненных пространств и о присутствии луго-, лесостепных и нивальных биотопов. Это хорошо коррелируется с палинологическими данными о том, что растительный покров в это время имел мозаичную структуру. Следует отметить, что доминирующим видом была полевка Брандта (30%), и палинологические данные указывают на возрастание количества травянистой растительности (до 50%), в том числе полыни *Artemisia,* входящей в рацион питания полевки Брандта.

Сартанское похолодание (МИС 2). ***Предбайкалье***. Верхняя часть отложений Усть-Одинского разреза характеризуется резким понижением всех рассматриваемых модулей (рис.), за исключением щелочного (ЩМ) и в меньшей мере нормативной щелочности (НКМ). Фауна мелких млекопитающих состояла из степных, тундровых, таежных видов и обитателей увлажненных территорий, что указывает на наличие в это время на данной территории тундролесостепных ландшафтов и луговых пространств по долинам рек.

Юго-Западное Прибайкалье. В отложениях разреза Славин Яр, залегающих выше каргинских отложений, наблюдается закономерное уменьшение значений всех модулей за исключением ЩМ и НКМ, что отражает наступление сартанского похолодания. Аналогичные данные получены при изучении разреза Белый Яр – резкое уменьшение значений всех рассматриваемых модулей и повышение НКМ и ЩМ вверх по разрезу.

Таким образом, геохимические характеристики отложений изученных разрезов, отражают вариации палеоклимата в позднем плейстоцене. Наиболее высокие значения литохимических модулей, кроме щелочного модуля и модуля нормативной щелочности, характерны для отложений казанцевского времени (MIS 5). Это свидетельствует о высокой степени химического преобразования пород и аккумуляции в осадках глинозема и железа – индикаторов теплого гумидного климата. Выше по сводному разрезу (до голоценового горизонта) во всех рассмотренных местонахождениях наблюдается общее понижение значений всех модулей (кроме щелочного и модуля нормативной щелочности). Подобное распределение значений характеризует общее направленное ухудшение климатических условий с казанцевского времени (MIS 5) до сартанского (MIS 2). На этом фоне наблюдаются два пика увеличения значений модулей на уровнях залегания горизонтов палеопочв каргинского времени, характеризующих оптимумы MIS 3.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 15-05-01858, 15-05-01644).

Список литературы:

Арсланов Х.А., Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., Енущенко И.В., Жеребцов И.Е., Кобылкин Д.В., Максимов Ф.Е., Рыжов Ю.В., Старикова А.А., Чернов С.Б. Каргинский мегаинтерстадиал Прибайкалья: геохронология и палеогеография. Квартер во всем его многообразии: Материалы VII Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. В 2 т. Апатиты; СПб. 2011. Т. 1. – С. 39-42.

Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А. Корреляция между магнитными и гранулометрическими параметрами в четвертичных отложениях опорного разреза Усть-Ода (Предбайкалье) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент. Казань: Казан. ун-т, 2014а. – С. 97-104.

Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А. Сравнение петромагнитных характеристик лессово-почвенных разрезов Байкальском регионе // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент: Материалы междунар. школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород" (г. Санкт-Петербург, 6-10 октября 2014 г.). – СПБГУ, 2014б.

Максимов Ф.Е., Щетников А.А., Кузнецов В.Ю., Филинов И.А., Григорьев В.А., Савенко В.Б. Уран-ториевый возраст казанцевского (МИС 5) горизонта в Усть-Одинском опорном разрезе верхнего неоплейстоцена (Предбайкалье) // Доклады Академии наук, 2015 (в печати).

Щетников А.А., Филинов И.А., Шибанова И.В., Мащук И.М., Сизов А.В. Новый опорный разрез верхнего кайнозоя «Славин Яр» в Тункинской рифтовой долине (Юго-Западное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. – Т.17. – № 4. – С. 114-119.

Юдович Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза / Кетрис М. П. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

Shchetnikov A.A., White D., Filinov I.A., Rutter N. Late Quaternary geology of the Tunka rift basin (Lake Baikal region), Russia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – Vol. 46. – P.195–208.

Shchetnikov A.A., F.I. Khenzykhenova, A.N. Simakova, E.Y. Semenei, I.A. Filinov. Changes of environments and climate during the Late Pleistocene and Holocene reconstructed from aeolian and colluvial deposits of the Zaktui site (Tunka rift valley, Baikal region) // Quaternary International. – 2015a. – Vol. 355. – P. 80-89.

Shchetnikov A.A., Semenei E.Y., Filinov I.A., Khenzykhenova F.I. New data on the Late Pleistocene stratigraphy and paleoenvironment of the South-Western Baikal area (Siberia) // Quaternary International, 2015б. – Vol. 355. – P. 65-79.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНОГО МАТЕРИАЛА УДМУРТИИ

А.В. Сергеев

Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия, cylph@rambler.ru

GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGICAL POSITION SAND AND GRAVEL MATERIAL UDMURTIA

A.V. Sergeev, Udmurt State University, Izhevsk, Russia

Природную песчано-гравийную смесь используют в относительно небольших объемах для различных отсыпок, нивелировок, дамб, где не предъявляют строгих требований к качеству материала. В качестве крупного заполнителя в бетонах и асфальтобетонах песчано-гравийный материал (ПГМ) применяют преимущественно после переработки (фракционирования, дробления). Так же используют и щебень, полученный дроблением крупного гравия, гальки и валунов. Недробленые валуны иногда находят применение в качестве бутового камня. Песок-отсев после дробления или классификации из состава песчано-гравийной смеси используют в строительных растворах и вместе с крупным заполнителем в тяжелых бетонах. Реже его используют для производства автоклавных материалов. Обогащенную песчано-гравийную смесь или гравий применяют в

качестве балластных дорожных отсыпок, балластировки железнодорожных путей, фильтрационных экранов и т.п. В строительстве автомобильных дорог пески, гравий и их смеси применяют для устройства различных слоев дорожной одежды в необработанном или обработанном вяжущими (органическими или неорганическими) виде. Таким образом, ПГМ представляет собой весьма востребованный комплексный вид полезного ископаемого, который добывается постоянно. В этой связи встает актуальный вопрос воспроизводства сырьевой базы данных строительных материалов. Эту задачу можно решить либо импортом в республику, либо проведением поисково-оценочных работ. Экономические и геологические условия региона благоприятны для решения вопроса вторым путем.

Для постановки геологоразведочных работ предварительно необходима оценка геологических и геоморфологических условий. На основе анализа размещения разрабатываемых месторождений и выделенных поисковых предпосылок намечаются перспективные площади для выявления месторождений.

Песчано-гравийный материал добывается преимущественно в северных районах Удмуртии из русла реки Чепца и в восточных районах – из русла реки Кама. В смеси преобладает наиболее востребованный гравий – фракции 10-20 мм. Выше по течению Камы, в Пермском крае, фракция крупнее, ниже – в Татарстане – мельче. Кроме того, практически повсеместно известно множество мелких залежей, приуроченных к водоразделам, т.н. «пугам». В настоящее время на территории республики известно 150 месторождений и 40 проявлений ПГМ с запасами и ресурсами более 840 млн. м^3. Горнотехнические условия месторождений благоприятны для производства добычных работ открытым способом, обводненные толщи месторождений разрабатываются гидромеханизированными средствами.

Главными геоморфологическими основаниями выделения перспективных участков ПГМ является их приуроченность к аккумулятивным (террасы), эрозионным (русловые перекаты) и денудационным (пуги) формам рельефа, выполненным четвертичными аллювиальными и элювиальными отложениями. Разная фациальная принадлежность накладывает свой отпечаток на качественную характеристику полезных ископаемых.

Месторождения ПГМ аллювиального генезиса образовались путем аккумуляции обломочного материала в русле на перекатах и на прирусловой отмели в периоды половодий и паводков. На первой надпойменной террасе известно лишь два разведанных месторождения, одно из которых разрабатывается. Несмотря на то, что русло-пойменные месторождения составляют половину фонда республики (51%), в объемном отношении на них приходится 98,7% (860 млн. м^3) общих запасов ПГМ. Причем 96,2% (почти 800 млн. м^3) запасов разведано и добывается в долине р. Кама. Львиная доля залежей приурочена к фации перекатов. Благодаря активному гидродинамическому режиму ПГМ здесь отличается хорошей сортировкой, преобладанием фракции гравия 10-20 мм в песке средней крупности, содержанием гравия в смеси до 50-70%, низкой глинистостью, маломощной вскрышей. Поскольку области питания левых притоков Камы находятся на Урале, минералого-петрографический состав гравия характеризуется преобладанием крепких пород, устойчивых к механическому и химическому разрушению (кварциты, кремни и т.д.).

Продуктивные залежи пойменных месторождений фактически являются теми же фациями перекатов, перекрытые вскрышными пойменными песчано-глинистыми осадками, нередко значительной мощности (местами более 10 м).

Другим районом активной добычи современного аллювиального ПГМ является долина р. Чепца. Здесь месторождения отличаются незначительными размерами и объемами (чуть более 30 млн. м^3, т.е. 3,7 % от общих запасов ПГМ и 3,8 % от русло-пойменных запасов). Они приурочены преимущественно к прирусловым отмелям, где отрабатываются намытые за сезон отложения. Благоприятным фактором является отсутствие на таких месторождениях вскрышных пород. Содержание гравия в смеси довольно сильно изменяется от 15 до 40 %. Поскольку бассейн Чепцы полностью расположен на равнине, среди коренных терригенно-карбонатных пород, в гравии отмечается повышенное содержание (до 20 %) лещадных обломков (игловатых, пластинчатых), зерен слабых пород (более 20 %), илисто-глинистых частиц (до 10 %).

Месторождения ПГМ, приуроченные к денудационным формам рельефа – пугам, занимают весьма скромное место в балансе сырьевой базы. На них приходится лишь 1,3 % от общих запасов ПГМ республики. Пуги представляют собой денудационные останцы в виде холмов округлых очертаний высотой около 30 м и площадью не более 400 м^2, сложенные четвертичным крупнообломочным элювием. Они обычно занимают высшие точки водоразделов или вложены в их склоны, по этой причине можно различать пуги водораздельные и склоновые. Наиболее распространены и изучены водораздельные пуги, на них приходится 93 % от пуговых запасов (1,2 % от общих запасов ПГМ).

Залежи имеют линзообразную форму, поскольку являются остатками палеорусел пермских и триасовых рек, стекавших с Уральских гор. Отсюда и петрографический состав гравия – яшмы, роговики, кварциты, порфириты и другие магматические и метаморфические породы. Более крупные обломки – галька и валуны – представлены местными породами (известняк, кремень, песчаник, мергель, аргиллитоподобная глина). Мощность продуктивных линз может достигать 5-6 м. Однако внутри полезной толщи качество ПГМ неоднородно – встречаются крепко сцементированные песчаники, гравелиты и конгломераты, а также железистые и марганцевые конкреции; сильно колеблется содержание гравия – от 10 до 80%. Кроме того, характерно повышенное количество глинистых частиц (до 30 %) и других вредных примесей – карбонатов, аморфных разновидностей кремнезема, сланцев. В большинстве случаев материал пуговых месторождений рассматривается как гравийно-песчано-глинистый грунт, не отвечающий требованиям ГОСТов. Он может применяться только для отсыпки дамб, насыпей при прокладке трубопроводов и т.д. Однако после отмыва глинистой составляющей песок и гравий можно использовать в строительных целях на растворы и бетоны.

Благоприятными факторами являются отсутствие грунтовых вод, хорошая доступность и технологическая простота разработки.

Следует отметить, что многие геологи старшего поколения рассматривают глинистый пуговый материал как морену или флювиогляциальные отложения донского или днепровского ледника; а неглинистый, с монолитными линзами – как коренные отложения верхнего отдела пермской системы и/или нижнего отдела триасовой системы.

Результаты обследований скоплений ПГМ, приуроченных к пугам, показали в большинстве случаев их бесперспективность. Пуговые месторождения обычно имеют местное значение и разрабатываются для ремонта дорог.

СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ФРАКТАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС

И.С. Сергеев

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, igorsergeev.spb@gmail.com

STRUCTURAL GEOMORPHOLOGY OF THE WHITE SEA REGION BY THE OF FRACTAL GEOMETRY WITH GIS

I.S. Sergeev, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

Геоморфология рассматривает и изучает разномасштабные объекты. Например, объект, на любой карте обозначенный как поднятие при увеличении масштаба распадается на несколько возвышений, а при рассмотрении его на местности каждое возвышение представляется несколькими холмами каждый холм разбит овражно-балочной сетью и т.д. Это масштабно-инвариантные геометрические образы. Фрактальная геометрия предоставляет возможность рассматривать природные объекты, существующие в разных масштабных шкалах, при этом размерность объекта становится дробной, что означает: точка может быть образована множеством, линия, как правило, образует сеть, у поверхности все-таки есть некоторый «объем» тогда, когда она образует границу раздела среды. Примером может являться поверхность овражно-балочной сети, описываемая множеством с размерностью от 2 до 3. Тальвеги этой сети заполняются водотоками, которые формируют фрактал гидросети размерностью от 1 до 2 (Мандельброт, 2002; Мельник, 2010; Сидорчук, 2014). Разреженное состояние атмосферы по сравнению с другими оболочками Земли аналогично «канторовской» (Мандельброт, 2002) фрактальной модели с размерностью от 0 до 1.

Объектом изучения является Белое море с прилегающим побережьем. Впадина Белого моря приурочена к древнейшей протерозойской структуре земной коры – беломорскому авлакогену. Кроме того, севернее, в районе Мезенского залива, Горло Белого моря пересекает Кулойский авлакоген. Беломорский авлакоген представляет собой прогиб в земной коре, который сформировался в рифее на стадии дробления консолидированного в нижнем протерозое кристаллического фундамента, предшествующей началу формирования платформенного чехла. В позднерифейское время этот прогиб был заполнен осадками, часть из которых в настоящее время вскрывается на южном берегу Кольского полуострова (Терская свита), а большая часть слагает центральный беломорский бассейн (Амантов, 1992).

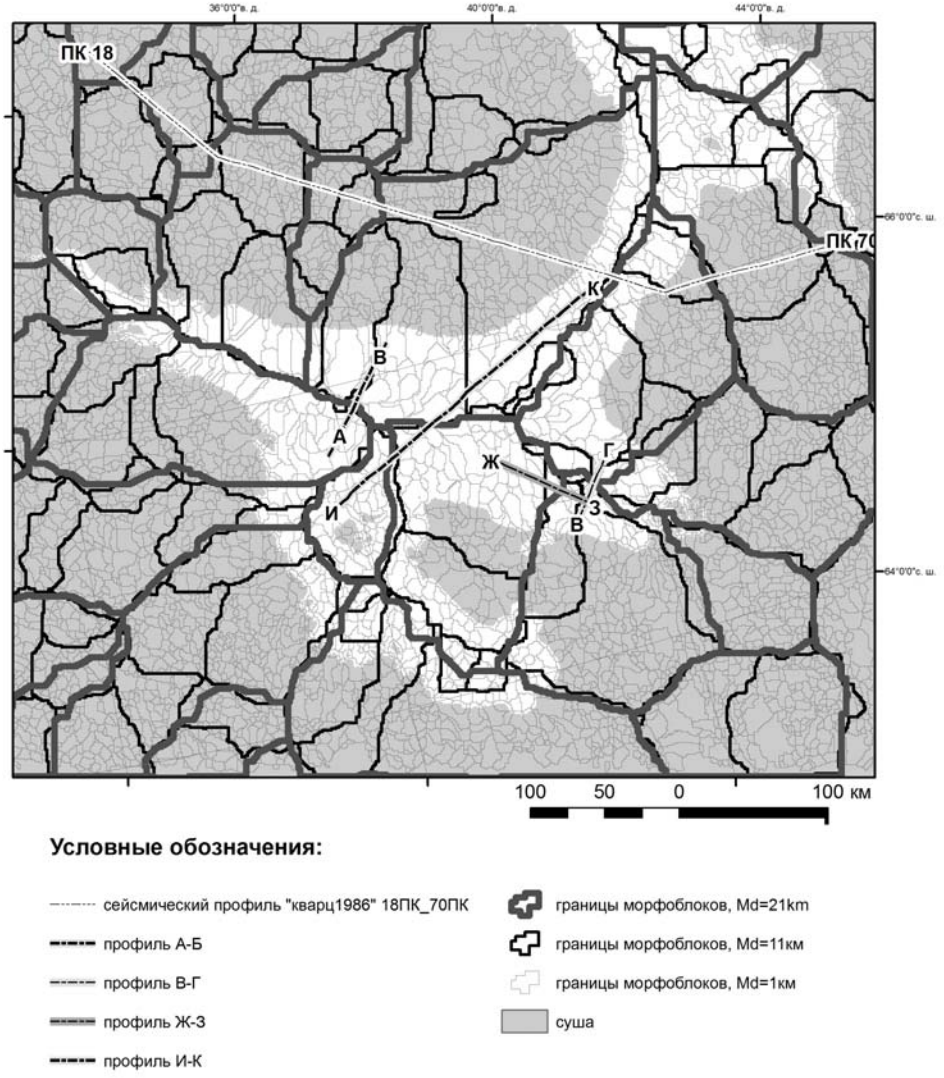
Методы фрактального анализа. Возможности образования фрактальных объектов в земной коре заключены в энергии плотной литосферной оболочки Земли. Энергия, содержащаяся в кристаллических связях и массе горных пород определяется в параметрах давления–температуры (P-T условия) и кинематическом движении масс. В условиях небольших глубин, когда давление и температура, относительно низки и большее выражение находят эффекты относительных перемещений, скольжения по плоскостям отрыва, вертикальные и горизонтальные тектонические перемещения (Кирмасов,2011). Разрушение горных пород под действием тектонических напряжений приводит к образованию трещин являющихся классическими фрактальными объектами. С геоморфологических позиций процессы более динамического характера, такие как речная сеть, располагаются по границам объектов менее подвижных и более плотных. Водно-эрозионная сеть, являясь фрактальным объектом (Мельник, 2010; Сидорчук, 2014), отражает геометрию размещения объектов тектоносферы. Принцип организации природных объектов заключается в максимальном наполнении пространства для осуществления энергетического обмена при наименьшем возможном потенциальном уровне это соответствует принципам построения фрактальных геометрических образов. Таким образом, для беломорского региона на основе ЦМР определены три уровня фрактальной организации морфоструктур соответствующих трем масштабным коэффициентам Md (рис.).

Для фрактальных объектов имеется зависимость между площадью объекта S и его периметром P. Величиной этой зависимости является фрактальная размерность – d. Связь между d, P, S и объемом V фрактального объекта выражается [Мандельброт, 2002]:

$$P^{\frac{1}{d}} = cS^{\frac{1}{2}} = kV^{\frac{1}{3}}; \quad , \qquad (1)$$

где c и k – коэффициенты пропорциональности.

Существует два процесса отвечающих за рассеяние энергии земных глубин: первый контролирует расслоение в вертикальном направлении на субгоризонтальные слои, второй процесс фрагментирует слои на тектонические блоки в горизонтальном направлении субвертикальными разломами (Кирмасов, 2011). Данные взаимодействия характеризуют пространственные степени свободы тектонического блока и его возможные смещения. Это позволяет тектоническим системам в геологическом масштабе перераспределять поступающую энергию при минимальной перестройке внутренней структуры, что отвечает принципам устойчивости системы. Таким образом, выполнены вычисления фрактальной размерности и соответственно глубин залегания морфоструктур Беломорского региона с применением программы ArcGIS на основании цифровой модели региона (British Oceanographic Data Centre…, 2014).



Границы разнопорядковых морфоструктур выделенных по ЦМР и положение характерных геофизических профилей Беломорского региона

Результаты. В ходе фрактального анализа морфоструктурного рельефа выполнен ряд сравнений положения расчетных тектонических границ с сейсмическими и сейсмоакустическими данными имеющихся в доступной литературе (Журавлев,2007; Атлас…, 2013), показанных на рисунке.

Сопоставление расчетных границ глубин заложения тектонических блоков с данными на сейсмоакустических и сейсмическом профилях указывает на 60-80 % совпадение расчетных границ с геофизическими границами. Появление субвертикальных тектонических нарушений с определенной глубины соответствует релаксации накопленных деформаций в слое соответствующей мощности (глубины). Чем ближе к поверхности слой, тем более дробится земная кора. Также, можно сказать, что подтверждается заложение системы разломов Кандалашского грабена и Беломорского шва, который отграничивает Керецкий грабен. Таким образом, развитие фрактальных принципов в геоморфологии открывает новые возможности в изучении блокового строения Балтийского щита прилегающего шельфа и других территорий, а также дна Мирового океана.

Список литературы:

Амантов А.В. Геологическое строение осадочного чехла бассейнов Северо-Запада России. // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992. – С. 25-47.

Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. ВСЕГЕИ. СПб. 2013г.

Журавлев В.А. Структура земной коры беломорского региона. // Разведка и охрана недр. – 2007. – №9. – С. 22-26.

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М., 2011. 368с.

Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. /Пер. с англ. Логунова А.Р./ М., 2002. 664с.

Мельник М.А. Фрактальный анализ извилистости рек (на примере Томской области). //Вестник Томского государственного университета. Вып. 335/2010. Томск, 2010. С.168-176.

Сидорчук А.Ю. Фрактальная геометрия речных сетей. //Геоморфология. Вып.1. М., 2014. С.3-14.

British Oceanographic Data Centre. URL: http://www.gebco.net/data_and_products/gebco_world_map/ (дата обращения 03.04.2014).

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВ ПРИОБСКОГО ЛЁССОВОГО ПЛАТО И ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

А.О. Сизикова, В.С. Зыкина
Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия,
sizikova@igm.nsc.ru, zykina@igm.nsc.ru

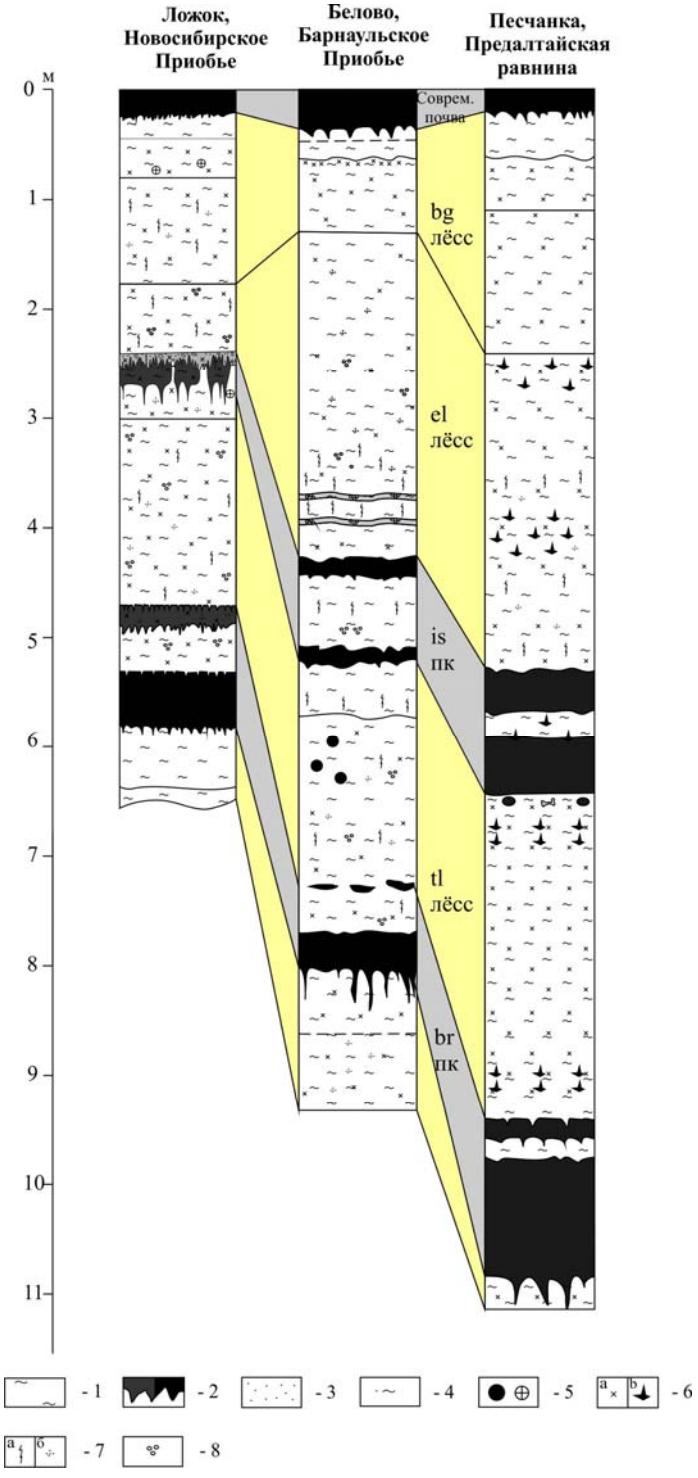
COMPLEX STUDY AND CORRELATION OF LATE PLEISTOCENE LOESS LAYERS OF OB' LOESS PLATEAU AND CIS-ALTAI PLAIN

A.O. Sizikova, V.S. Zykina, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Верхнеплейстоценовая лёссово-почвенная формация имеет широкое распространение в юго-восточной части Западной Сибири и является архивом континентальной записи палеоклимата последних 130000 лет этой территории. Она скоррелирована с основными глобальными записями климата (Zykina, Zykin, 2008, Зыкина, Зыкин, 2012), ее стратиграфические горизонты соответствуют морским изотопным стадиям кривой океанических осадков Мирового океана (Bassinot et al., 1994). В структуру лёссово-почвенной формации Западной Сибири, согласно стратиграфической схеме (Зыкина, Зыкин 2012), входит 3 горизонта лёсса: тулинский лёсс (МИС-4), ельцовский (первая половина МИС-2) и баганский (вторая половина МИС-2).

Район исследований включал в себя разрезы лёссово-почвенной последовательности (ЛПП) верхнего плейстоцена Приобского лёссового плато (Барнаульское и Новосибирское Приобье) и Предалтайской равнины. Наиболее мощные и стратиграфически полные разрезы располагаются на Приобском лёссовом плато, к их изучению был применен комплексный подход. Комплекс методов включал в себя детальное изучение гранулометрического состава, валового состава, морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен, микростроения, а также расчет средних скоростей лёссонакопления.

Корреляция стратотипических верхнеплейстоценовых разрезов ЛПП Приобского лёссового плато и Предалтайской равнины показала, что глубина залегания практически каждого стратиграфического горизонта и его мощность имеет прямую зависимость от удаленности разрезов относительно предполагаемой области выноса материала (Барабинская низменность). По направлению господствующих ветров (восток-северо-восточное направление) от Новосибирского Приобья к фасу Алтая увеличиваются мощности каждого горизонта лёссов и глубина их залегания. Выявлено увеличение в гранулометрическом составе фракции крупной пыли по трансекту разрезов от Новосибирского Приобья через Барнаульское Приобье к Предалтайской равнине, что, вероятно, также связано с удаленностью разрезов от источника выноса.



Корреляция разрезов Приобского лёссового плато (Новосибирское и Барнаульское Приобье) и Предалтайской равнины. 1 – суглинок, 2 – гумусовый горизонт, 3 – песок, 4 – суглинок опесчаненный, 5 – норы землероев, 6 а – карбонатные новообразования, 6 б – конкреции гипса, 7 а – ожелезнение, 7 б – марганцовистый крап, 8 – оглеение. bg лёсс – баганский лёсс, el лёсс – ельцовский лёсс, is пк – искитимский педокомплекс, tl лёсс – тулинский лёсс, br – бердский педокомплекс.

Гранулометрический анализ показал, что в составе изученных отложений превалирует фракция крупной пыли (Сизикова, Зыкина, 2013). Наиболее показательными для лёссовых отложений рассматриваемой области являются мелкопесчаная, крупнопылеватая и глинистая фракции. По изученным разрезам отчетливо наблюдается тенденция увеличения количественного содержания фракции мелкого песка, крупной пыли и среднего размера зерна от тулинского лёсса (МИС-4) к баганскому (МИС-2), что свидетельствует об усилении активности динамики среды от тулинской эпохи лёссонакопления к баганской. Сила ветрового потока, о которой позволяет судить отношение U-ratio, также подтверждает интенсификацию среды в это время. Для разрезов Приобской и Предалтайской равнин рассчитаны средние скорости лёссонакопления, которые отчетливо увеличивались в течение позднего плейстоцена от МИС-4 к МИС-2.

Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен выявила, что главным фактором в обработке зерен являлись эоловые процессы (Sizikova and Zykina, 2014). Вместе с ними отмечаются признаки мерзлотных процессов и в меньшей степени химических. По значениям коэффициентов окатанности и степени заматованности зерен разновозрастных верхнеплейстоценовых лёссов, а также по распределению в них матовых зерен, выявлено, что позднесартанское время (вторая половина МИС-2) являлось наиболее благоприятным для широкого развития процессов лёссонакопления на рассматриваемой территории. Это же подтверждается характером распределения по разрезу основных гранулометрических фракций. Наличие криогенных процессов подтверждается кольцевым распределением минерального скелета в микростроении горизонтов лёссов (Сизикова, Зыкина, 2014). Это доказывает, что все изученные верхнеплейстоценовые горизонты лёссов Приобского лёссового плато и Предалтайское равнины образовались в криоаридных условиях перигляциальной обстановки (сухие холодные пустыни).

Предложенный комплекс методов исследования верхнеплейстоценовых лёссовых отложений позволил получить наиболее достоверные данные по палеогеографическим условиям этапов лёссонакопления. Такой подход снижает возможность ошибки при применении отдельных одноиндикаторных методов.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00599, № 14-05-31501) и междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН (53 и 147).

Список литературы:

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. – Новосибирск: Гео, 2012, – 477 с.

Сизикова А.О., Зыкина В.С. Лёссы верхнего плейстоцена опорного разреза Ложок (юг Западной Сибири), динамика природной среды и климата // Известия АлтГУ, серия биологические науки, науки о земле, химия. – 2013. – № 3/2. – С. 132-137.

Сизикова А.О., Зыкина В.С. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен и микростроение верхнеплейстоценовых лёссов юга Западной Сибири, разрез Ложок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014. – № 1. – С. 41-50

Bassinot, F.C., Laberyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – Vol. 126. – P. 91-108.

Sizikova, A.O., Zykina, V.S., The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International, 2014, http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.030 (в печати)

Zykina V.S., Zykin V.S. The loess-soil sequence of the Brunhes chron from West Siberia and its correlation to global and climate records // Quaternary International. – 2008. – Vol. 106-107. – P. 233-243.

К РЕКОНСТРУКЦИИ КРИОГЕННЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Е.А. Слагода[1, 2], О.Л. Опокина[1, 2], К.А. Попов[1], П.Т. Орехов [1]

[1]Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия

Тюменскийгосударственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия, eslagoda@ikz.ru

BY THE RECONSTRUCTION OF CRYOGENIC AND SEISMIC PROCESSES

E.A. Slagoda, O.L. Opokina, K.A. Popov, P.T. Orechov, Earth Cryosphere Institute SB RAS, Tyumen, Russia; State Oil and Gas University, Tyumen, Russia

Признаки для определения генезиса отложений идеформаций осадочных толщ имеют важное значение для реконструкции геологической истории. Прибайкалье и Приангарье отличаются интенсивной неотектоникой, развитием горно-долинных оледенений и многолетнемерзлых толщ в квартере. Судя по палеоклиматической шкале Байкала уже 2,3 млнл.н. в регионе периодически существовали низкотемпературныеусловия, достаточные для сезонного и многолетнего промерзания осадочных толщ, формирования ледников (Коллектив…, 1998; Слагода, Медведев, 2004). Этот период вплоть до современности характеризуется активной сейсмичностью (Логачев, Ломоносова, Климанова, 1964). Т.е. отложения квартераформировались при участии аградации–деградации криолитозоны (Фотиев, 2009), ледников (Шейнкман, Антипов, 2007) и подвоздействием повторяющихся землетрясений (Чипизубов, Аржанникова, Воробьева и др., 2001).Поэтому в толщахнеизбежно присутствуют сочетания признаков разных процессов.

Источники палеогляциальной, палеокриогенной и палеосейсмологической информациионодни и те же – разрезы отложений квартера. Морфологически подобные деформации отложений квартера возникали как под воздействием отдельных процессов- седиментационных, гляциальных, криогенных и сейсмических, их генети-

ческих рядов, так и их различных сочетаний.Авыбор диагностических признаков процессов иопределение генезиса деформаций, зачастую зависят от научного направления исследователя.

Рассмотрим признаки, используемые для диагностики повторяющихся разнонаправленных криогенных процессов в стабильной в сейсмическом отношении современной криолитозоны на примере о. Белый в Карском море. Для реконструкции реакции мерзлых толщ на колебания палеоклимата и регрессии -трансгрессии моряв голоцене использованыособенности строения отложений, рельефа и ландшафтов на макро-,мезо- и микроуровнях.

Макропризнаки – полигонально-жильные, просадочные и термокарстовые структуры, выражены в строении отложений, рельефе и ландшафтной дифференциации, иимеют площадное распространение. Жильные льды формируются в ходе сингенетического или эпигенетического промерзания осадочной толщи, а псевдоморфозы, площадные,локальные просадки и термокарстовые котловины – на стадии протаивания. Породы, преобразованные цикличным промерзанием-протаиванием, характеризует повышенное содержание алевритовой фракции, неокатанность обломков.Деформации вмещающих отложений, связанные сполигонально-жильными структурами, выражены в современном и, иногда, погребенном рельефе. Они представлены разнообразными пликативными антиклинальными, синклинальными складками и разрывными нарушениями – морозобойными трещинами.

К мезомасштабным признакам промерзания относят криогенные текстуры и соотношения ледяных тел с вмещающими породами. Посткриогенные текстуры фиксируют следы протаивания и просадки толщи на месте. Криогенные трещины в отложениях имеют унаследованное или секущее расположение по отношению к слоистости, неоднородностям породы. Льдистость и криотекстуры характеризуют условия увлажнения осадка, палеотемпературы, и являются признаками промерзания: синхронного накоплению или наложенного на уплотненные диагенетически преобразованные осадки. Посткриогенные текстуры сохраняются, если льдистость отложений невелика и протаявшие толщи не размыты.К признакам сезонного промерзания-протаивания относят криотурбации, деформации внутри современного, погребенного деятельного слоя. С вторичным промерзанием воднонасыщенных осадков в замкнутой системе связаны инволюции – дайки, интрузии, сдвиги слоёв.Эти деформации фиксируют разжижение осадка после протаивания.

В микромасштабе признаки синкриолитогенных отложений в их составе и структуре включают кольцевые (сферические) микротекстуры обломков, сложные агрегатные текстуры основной массы, их определенные соотношения сседиментационной слоистостью и пустотами от вытаявшего льда, аутигенные минералы, характер поверхности частиц, степень трещиноватости и оскольчатостьзёрен кварца. Онисвязаны с многократным промерзанием – протаиванием осадков в условиях относительного увлажнения. При эпигенетическом промерзании подобные микротекстуры не формируются, криогенные пустоты – унаследованныеили секущие. При протаиванииэти микротекстуры сохраняются в виде посткриогенных: сложные агрегатно-кольцевые микротекстуры деформированы,агрегаты уплотнены; пустоты от вытаивания льда заполнены обломками или сомкнуты, часто сцементированы соединениями железа, слои разорваны, смещены и смяты. По микродеформациямможно установить направления смещений.

При вторичном эпигенетическом промерзании отложений новые выделения льда, контролируемые конфигурацией фронта промерзания, имеют отчетливый секущий характер по отношению как к седиментационным, так и посткриогенным микротекстурам, новых кольцевых текстур не образутся, а промерзание воднонасыщенных слоёв, сопровождается взаимовнедрениями, образованием микроинтрузий, т.е. инволюциями на микроуровне.

Анализ изменения криогенного строения, макро-и микропризнаковкриолитогенеза по разрезам отложений позволил уточнить их генезис, историю промерзания и оттаивания при формировании первой прибрежноморской террасы о. Белый (Слагода и др., 2013, 2014). Цоколь I-й морской террасы распространен повсеместно и обрамляет останцы II-й. Он сложен алевро-глинистой вторично промерзшей толщей. Его размытая верхняя граница залегает на глубине 3,2-5 м, осложнена выступами со смятой вертикально-волнистой слоистостью над псевдоморфозами и мелкими инъекциями песков.

Верхняя песчаная часть террасы дифференцирована по содержанию и составу водно-растворимых солей, мерзлотно-фациальным типам отложений. Преобладают синкриолитогенные прибрежно-морские с хлоридно-натриевым засолением пески и с полигонально-жильными льдами, включающие маломощные пачки засоленных таберальных образований. Локальное протаивание песков связано с возникновением неглубоких замкнутых таликов под кратковременными мелкими солеными озерами при формировании террасы. Под понижениями террасы, на склонах с реликтовым полигональным рельефом, отложения протаивали с образованием верхнего яруса псевдоморфоз, были опреснены и вторично промерзли в сухом состоянии, а в днищах ложбин – вторично засолены, обводнены ипромерзли со всех сторон в несквозных таликахс образованием толстых прослоев льда.

Весь комплекс макро-мезо-и микропризнаков отложений и рельефа подтверждает слабую сейсмичность в голоцене, несмотря на разломы в докайнозойских породах о. Белый.

К признакам сейсмитов относят изменения структуры и уплотненности осадков, формыпластичных и хрупких дислокаций в рыхлых, часто воднонасыщенных толщах под воздействием землетрясений.На микроуровне происходит утрата кольцевой организации частиц в лессах, лессовидных породах и песках при разжижении осадка. Главным достоинствомисследований является подход – исключение посткриогенных образований из числа палеосейсмических дислокаций (Семинский, Гладков, Вахромеев, и др., 2008; Лунина, Гладков, Орлова, 2009).

Некоторые особенности развития криогенных процессов, возможно, позволят уточнить генезис деформаций и временной интервал или последовательность криогенных и сейсмических событий. Морозобойное рас-

трескивание всегда ориентировано по нормали к поверхности, поэтому изменения ориентировки осей и асимметрия псевдоморфоз в низовьях р. Белой – показатель площадных неотектонических деформаций.

Тиксотропное состояние приобретают при протаивании пылеватые и песчаные отложения деятельного слоя, таликов. В воднонасыщенном, плывунном состоянии эти осадки могут полностью утратить агрегатно-кольцевые микротектуры и посткриогенные текстуры. Поэтому конволютные деформации типа грязевых вулканов, выбросов и инъекций разного масштаба могут формироваться в ходе или после понижения верхней границы мерзлых толщ. На стадии протаивания формируются трещины, сколы и смещения при просадках (в т.ч. микровзбросы), в зависимости от распределения льда, льдистых пород, уклонов поверхности.На стадии промерзания защемленных тиксотропных осадков происходит образование деформаций в виде криотурбаций и инволюций, но ниже деятельного слоя новыеагрегатно-кольцевые микротекстуры, в основном, не формируются.

Льды и льдистые породы могут реагировать на нагрузки, землетрясения и блоковые подвижки как пластичными, так и хрупкими трещинными деформациями.Так, ореакции мерзлых глин на механические нагрузки как хрупкого тела, свидетельствуют редкие крутонаклонные трещины с зеркалами скольжения, секущие седиментационные, посткриогенные текстуры и дайки в отложениях позднего кайнозоя Булусинской впадины (Слагода, 2003).На смещение вниз мерзлых блоков глин по разломамуказывают одинаковый крутой наклон трещин и субвертикальная ориентировка зеркал скольжения на их стенках, тогда как в оползнях, вблизи их ложа, плоскости скольжения выполаживаются.

Для реконструкции криогенных и сейсмических событий квартера палеокриогенных областей перспективно использовать разномасштабныеследы криогенных процессов,систематика которых развивается в рамках криотрасологии.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ№ 14-17-00131

Список литературы:

Коллектив участников проекта «Байкал-бурение». Непрерывная запись климатических изменений в отложениях озера за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. – 1998.- Т. 39. - №2. – С. 139-156.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра.-М.:Наука, 1964. -194 с.

Лунина О.В., Гладков А.С., Орлова О.А. Свидетельства палеосейсмических событий в рифтовых впадинах Прибайкалья и их возрастные привязки // Доклады академии наук. – 2009. – Т.427. – № 1. – С. 79–83.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Вахромеев А.Г. и др. Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы: особенности проявления на разномасштабных уровнях// Литосфера. – 2008. – №4. – С.3-21.

Слагода Е.А. Криогенные деформации в кайнозойских отложениях Предбайкальского прогиба // Доклады академии наук.-2003. -Т.393.-№ 8.-Ч.1. -С. 1105-1109.

Слагода Е.А., Медведев Г.И. Палеокриогенныеобразования, стратиграфия, геоархеологиячетвертичных отложений БайкальскойСибири // Криосфера земли. – 2004. – Т. VIII.-№ 1.- С. 18-28.

Слагода Е.А., Лейбман М.О., Хомутов А.В. и др. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (сообщение 1) // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4. – С. 11-21.

Слагода Е. А., Курчатова А.Н., Попов К.А. и др. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: микростроение и признаки криолитогенеза (часть 2) // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII. – № 1.-С. 12-22.

Фотиев С.М. Геокриологические летописи Сибири // Криосфера Земли.- 2009. – Т .XIII. – №3. – С. 3-16.

Чипизубов А.В., Аржанникова А.В., Воробьева Г.А. и др. Погребенные палеосейсмодисло-кации на юге Сибирской платформы // Доклады РАН. – 2001. – Т.379. – №1. -С.101-103.

Шейнкман В.С., Антипов А.Н. Байкальская палеоклиматическая летопись: дискуссионные вопросы её возможной корреляции с древними оледенениями гор Сибири // География и природные ресурсы. – 2007. – №1. – С.5-13.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТВОРЧЕСТВА ВИКТОРА БОРИСОВИЧА СОЧАВЫ

В.А. Снытко, Ю.В. Рыжов

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

PALEOGEOGRAPHIC ASPECTS OF CREATIV WORK VIKTOR BORISOVICH SOCHAVA

V.A. Snytko, Y.V. Ryzhov, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk

Интерес к выяснению происхождения и истории компонентов природной среды и системных образований (геосистем) проходит через все научное творчество выдающегося географа и ботаника академика В.Б. Сочавы (1905-1978).

Уже в начале научных исследований (1926-1930 гг.) он, как геоботаник, стремится выяснить происхождение и распространение ареалов растений на Урале (Сочава, 1927; 1929), а также рассматривает генезис тундры и тайги (Сочава, 1930 а, б).

В 1930-е гг. в его работах прослеживается интерес к выяснению истории флоры Дальнего Востока (Сочава, 1930б; 1932; 1933). Об эволюции западных тундр Якутии В.Б. Сочава докладывал на Первом Всесоюзном географическом съезде (Сочава, 1934). Результаты исследований этого периода выдвинули В.Б. Сочаву в число крупнейших тундроведов и определили одно из важных направлений в его научной и организационной деятельности. Помимо огромной работы по инвентаризации тундровых пастбищ и обоснованию научных основ развития оленеводства, В.Б. Сочава внес существенный вклад в разработку теоретических проблем тундроведе-

ния: четвертичная история и динамика тундровых ландшафтов, генезис пятнистых тундр, причины безлесья тундр, классификация и фитоценотические ряды тундровых ассоциаций.

1940-е гг. отмечены публикациями о четвертичной истории неморальной растительности Дальнего Востока (Сочава, 1944), истории флоры и растительности Арктики (Сочава, 1945 а). Применен палеогеографический метод при изучении реликтов маньчжурской флоры (Сочава, 1945 б). Выводы сделаны на основе многолетних экспедиционных исследований и сопоставления взаимосвязей компонентов ландшафта. В эти годы В.Б. Сочава руководил комиссией по истории флоры и растительности Всесоюзного ботанического общества (Сочава, 1945 в).

В целом исследования на Дальнем Востоке дали В.Б. Сочаве материал для разработки широкого круга географических и геоботанических проблем, в том числе палеогеографических: о происхождении и возрасте высокогорной флоры, взаимоотношениях растительных сообществ дальневосточных лесов и их динамике, о происхождении “аянского” и “маньчжурского” типов флоры и растительности в связи с историей ландшафта, о связи растительного покрова с циркуляцией атмосферы.

Материалы исследований юга Дальнего Востока послужили основой для его докторской диссертации, а также для последующих широких обобщений в области изучения закономерностей ландшафтов и растительного покрова, в том числе их происхождения, эволюции и динамики.

В дальнейшем возраст ландшафта, его происхождение, динамика привлекают внимание В.Б. Сочавы. Наиболее полно он изложил это в своей монографии «Введение в учение о геосистемах». В.Б. Сочава писал (Сочава, 1978, с. 106): “Ландшафтная сфера и вся составляющая ее иерархия геосистем формировалась в процессе исторического развития, и поэтому изучение большей части пройденного ими пути относится к компетенции палеогеографии и геологии. Процесс эволюции ландшафтной оболочки, который мы мыслим как смену одних инвариантов геосистем другими, на протяжении геологических периодов шел в определенном направлении в результате саморазвития геосистем и воздействия на них изменяющихся внешних условий. Сменяющие друг друга инварианты представляют собой этапы эволюционного процесса. Сами они на всем протяжении эволюции были представлены множествами переменных состояний, каждое из которых надо рассматривать как временное преобразование инварианта – основной категории, на определенном отрезке эволюции остающейся относительно неизменной.”

В.Б. Сочавой предложено понятие об эпифации – системе гомогенных ареалов (биогеоценозов) коренных, мнимокоренных фаций и их переменных состояний, подчиненной одному инварианту, а также о возрасте и долговечности геосистемы.

Список литературы:

Сочава В.Б. Северная граница кедра (*Pinus sibirica* Мауг.) на Урале // Изв. АН СССР. - 1927. - № 21. – С. 787-804.

Сочава В.Б. О происхождении ареала некоторых растений уральской флоры // Журнал Русского ботанического общества. – 1929. – Т. 14. - № 3. – С. 279-296.

Сочава В.Б. О пятнистых тундрах Анадырского края // Труды Полярной комиссии АН СССР. – 1930а. - № 2. – С. 51-68.

Сочава В.Б. Пределы лесов в горах Ляпинского Урала // Труды Ботанического музея АН СССР. – 1930б. - № 22. - С. 1-47.

Сочава В.Б. Высокогорная флора Дусе-Алиня // Ботанический журнал СССР. – 1932. – Т. 17. - № 2. – С. 185-202.

Сочава В.Б. К истории флоры южной части Азиатской Берингии // Ботанический журнал СССР. – 1933. – Т. № 4. – С. 278-286.

Сочава В.Б. Ботанико-географические подзоны в западных тундрах Якутии // Труды Первого Всесоюзного географического съезда. –Л., 1934. – Вып. 3. – С. 311-312.

Сочава В.Б. Основные этапы четвертичной истории неморальной растительности Дальнего Востока // Научная сессия, посвященная 125-летию Ленинградского университета. – Л., 1944. – С. 1-4.

Сочава В.Б. К истории флоры и растительности Арктики // Рефераты работ учреждений Отделения биологических наук АН СССР за 1941-1943 гг. –М.; Л., 1945а. – С. 30-31.

Сочава В.Б. Экологические типы реликтов маньчжурской флоры в связи с некоторыми палеогеографическими реконструкциями // Доклады АН СССР. – 1945б.- Т. 48. - № 9. – С. 702-705.

Сочава В.Б. Вопросы истории флоры и растительности СССР. (О деятельности комиссии по истории флоры и растительности СССР) // Советская ботаника. – 1945в. – Т. 13. - № 5. – С. 46-51.

Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. – Новосибирск: Нука, 1978. – 319 с.

СЛЕДЫ СУЩЕСТВОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

И.Д. Стрелецкая[1], Д.Г. Шмелев[1,2]

[1] Географический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, irinastrelets@gmail.com

[2]ИФХиБПП РАН, Пущино, shmelevdenis_msu@mail.ru

EVIDENCE OF PERMAFROST IN THE PAST IN LENINGRAD REGION

I. Streletskaya, D. Shmelev, M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Russia, Institute of Physicochemical and Biological Issues in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Moscow region, Puschino

Район исследования расположен к югу от г. Петродворец в 7 км от берега Финского залива вблизи п. Низино. Местность занимает расширенную часть предглинтовой равнины и представляет собой террасированную

приморскую низменность, образовавшуюся на кембрийских глинах в результате поздне- и послеледниковых трансгрессий Балтийского моря. В песчаном карьере, расположенном на поверхности с абс. отметками 41-45 м (III терраса), обнаружены около десятка клиновидных структур. Вмещающие клинья отложения – слоистые пески разной крупности, с гравием и галькой хорошей и средней окатанности, с прослоями галечника. Клинья высотой более 3 м и шириной 1,5-2,0 по верху заполнены разнозернистыми песками, гальками, супесями с органикой и светло-серой пылью.

Датирование почвенных фрагментов внутри клиньев и трещин радиоуглеродным методом установило возраст отложений – 10230±40 ^{14}C л. н. (ГИН_12172) (калиброванное значение возраста почвы в пределах 12.4–11.75 тыс. кал. л.н.), и – 9240± 90 ^{14}C л. н. (ИГАН_3265), 8800 ±110 ^{14}C л. н. (ИГАН_3321) (10280–10509 кал. л. н.), что попадает на интервалы DR3 и пребореальной хронозон (Никонов, Русаков, 2010). Гравийно-песчаные озерно-ледниковые отложения с древесиной на правом берегу р. Дудергофка, к востоку от района исследований получили радиоуглеродную датировку 12150 ± 390 ^{14}C л. н. (МО_201) (Серебрянный, Пуннинг, 1969).

Целью наших исследований было установить генезис грунтовых клиньев с использованием комплекса криолитологических и литологических методов.

Клиновидные формы в песчано-галечных отложениях и точки отбора образцов на аналитические исследования изображены на рис. 1 и 2. Результаты анализов приведены в таблице. Аналитические определения выполнены в ООО «ЦГИ» Москва и МГУ, Москва.

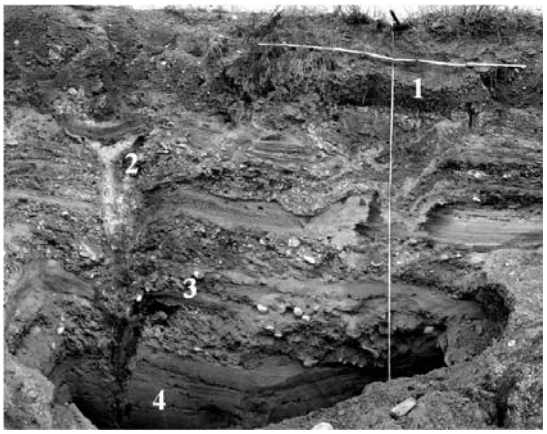


Рис. 1. Клиновидная грунтовая форма и линзовидное вложение плохо сортированным материалом в 3 м к северу от клина. Цифрами указаны номера образцов в таблице.

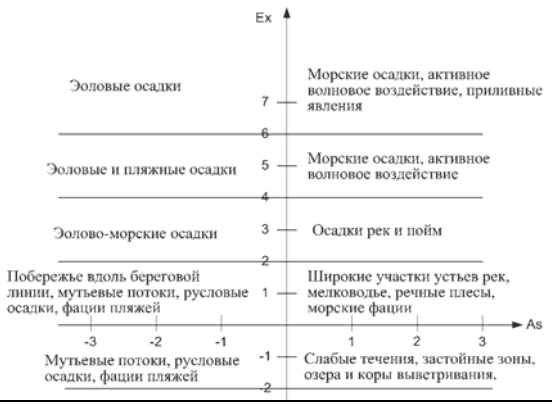


Рис. 2. Клиновидное вложение крупных песков (6,9) в средние пески (5,7,8,10) и дресву (11). Цифры соответствуют номерам образцов в таблице.

Расширенная часть клина, показанного на рис. 1, заполнена светло-серыми супесями, хорошо читающимися на фоне ярко желтых ожелезненных вмещающих песков и галечников (2). Средние и нижние части клина выполнены песками и галечниками, которые попали в полость из вмещающих отложений (3). Крупные гальки, попавшие в полость, вертикально ориентированы и расположены на 0,05-0,15 м ниже галечных горизонтов, из которых они выпали. Клинья имеют узкое и клиновидное продолжение в слоистых песках, выполненное валунами. Геофизическими методами установлено, что клинья имеют значительную протяженность и, с большой вероятностью, образуют сетку в плане. Расстояние между соседними клиньями около 20-35 м. Рядом с более крупными клиньями на глубинах 1,5 м от поверхности встречаются вложения виде карманов (1) и более мелкие песчаные жилы, высотой 0,7 м и шириной в верхней части 0,5 м (рис.2). Они заполнены серо-коричневым песком (6,9), хорошо сортированным, без видимой слоистости и включений галек. Концы песчаных жил входят в горизонтальные прослои дресвы (11). Авторы трактуют клиновидные формы как псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам и изначально песчаные жилы.

Средний диаметр частиц, эксцесс, асимметрия (генетические коэффициенты) в клиновидных формах и вмещающих их отложениях. Генетическая диаграмма К.К.Гостинцева (1989) (справа)

№	средний диаметр, мм	эксцесс	асимметрия
1	2,30	- 0,12	0,38
2	1,76	-0,36	-0,03
3	0,49	2,00	-0,72
4	0,27	8,28	-1,12
5	1,20	1,97	1,11
6	1,44	2,72	1,05
7	1,55	1,41	0,88
8	1,20	2,02	-1,34
9	1,69	11,04	2,02
10	0,83	3,07	-1,65
11	3,31	2,19	1,44



По результатам гранулометрических анализов осадков можно восстановить и динамику среды, и саму обстановку седиментации. Средний размер частиц является важнейшим гранулометрическим параметром. Он хорошо фиксирует положение эмпирического распределения состава на шкале размерностей и характеризует гидродинамические условия накопления. Генетическая диаграмма асимметрия-эксцесс построена на принципе механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях. На диаграмме выделяемые области являются динамогенетическими полями, соответствующими той или иной обстановке осадконакопления. Пески карьера формировались в неглубоком море, при активном волновом воздействии (эксцесс 6, асимметрия 0,2, в таблице значения не приведены). Вмещающие клиновидную структуру отложения (рис. 1) формировались в условиях ближнего переноса в мелководном море, вдоль береговой линии, в условиях перемываемого пляжа и участия русловых отложений. Море было холодным, так как присутствует эоловая компонента, приносимая с суши. В это время и формируются полигонально-жильные льды на пляже и мелководье. После выхода поверхности из-под уровня моря формируются элементарные почвы. Это либо коры выветривания, либо неглубокие озера со спокойной седиментацией. Отложения, заполнившие полость по оттаявшей жиле льда, транспортировались мутьевыми потоками, накапливались в озерах, формировались в корах выветривания. Гравийные пески в основании песчаной жилы (рис.2) накапливались в морских условиях, в зоне активного волнового воздействия. Отложения, вмещающие песчаную жилу, формировались в море, куда поступали эоловые частицы с берега. Сама песчаная жила состоит из прекрасно сортированных морских песков, перемытых рекой. Перекрывают толщу с клиновидными формами отложения, которые формировались в условиях пойм рек в приустьевой части моря или на мелководье (лайды).

Другим направлением исследований дисперсных пород является восстановление палеомерзлотных условий седиментации по данным распределения породообразующих минералов по гранулометрическим фракциям. Этот метод основан на различных пределах дробимости кварца и полевых шпатов при воздействии криогенеза. Из отложений заполняющих, вмещающих и перекрывающих клинья взяты образцы для определения минерального состава и определения коэффициента криогенной контрастности (ККК) пород. ККК определяется как соотношение содержания зерен кварца к полевым шпатам во фракциях крупной пыли и тонкого песка (Конищев, Рогов, 1994). Значения ККК больше единицы свидетельствует о криогенном преобразовании пород, и чем больше, тем в более холодных условиях находились породы (Конищев, 1998). Одновременно, чем ниже температура пород, тем глубже проникают морозобойные трещины. Анализ образцов показал, что породы, вмещающие и заполняющие клинья, имеют значения ККК близкое или больше 1. В особо суровых условиях формировались отложения, заполняющие верхние части клиньев и изначально песчаные жилы. Значения ККК из супесей рис.1 (2) составляет 2,56. Температуры, реконструируемые по ККК, соответствуют температурам пород в антарктических оазисах – -8^0С (ККК – 1,6-1,8) (Шмелев, 2015). Значения ККК, указывающие на активные процессы криогенеза в прошлом, получены по нескольким образцам (ККК=1,48; ККК=1,90; ККК=1,02). В двух случаях значения ККК были близкие к 1 (0,79 и 0,87).

Позднеплейстоценовый криогенный комплекс хорошо изучен на территории Польши, России, Германии и других Западноевропейских стран, его признаки сохранились виде реликтовой полигональной морфоскульптуры, свойственной почти всем геоморфологическим уровням. Сплошные многолетнемерзлые породы существовали между 28 тыс. л.н. и 18 т.л.н. в долинах рек и на низменностях к югу от 51^0 с.ш. на территории Польши и Северо-западной Украины (Zielin´ski et al., 2013). Экспансия многолетней мерзлоты наступила после относительно теплого брянского интервала (29-25 т.л.н.). Польские авторы отмечают усиление континентальности и суровости климата к концу последнего криохрона, широкое распространение изначально песчаных жил и эоловых процессов. Такие явления и процессы характерны для районов распространения современной сплошной мерзлоты с низкими температурами пород Сибири. Максимально известные вертикальные размеры псевдоморфоз по ПЖЛ в малольдистых отложениях 5-6 м. Так как ПЖЛ между параллельными жилами имеют расстояние от 3-4 м, а чаще от 6-8 до 20-40 м, то и расстояние между псевдоморфозами будут укладываться в эти пределы. Псевдоморфозы наследуют от ПЖЛ полигональное расположение в плане, клиновидные формы в поперечном разрезе, деформации вмещающих пород на контакте с жильными телами. Полигональное расположение жильных тел в плане – одно из свидетельств их морозобойного происхождения.

В Ленинградской области в районе п. Низино надежно реконструируются позднеплейстоценовые многолетнемерзлые породы по палеокриогенным признакам. Положение клиньев в разрезе и контакты с вмещающими отложениями позволяют говорить о происхождении псевдоморфоз по оттаявшим ПЖЛ шириной 1,0-1,5 м по верху и высотой более 3,6 м. Предполагается сингенетическое промерзание песков и галечников в условиях прирусловой поймы или морского пляжа. Геофизическими методами установлена сетка трещин с шагом примерно 35 м. Накопление песков и галечников, вмещающих псевдоморфозы по ПЖЛ, завершилось в условиях крайне сурового и сухого климата 11 – 13 т.л.н., на что указывают изначально песчаные жилы, найденные в верхней части разреза. Породы испытывали криогенное выветривание при своем накоплении. Впервые установлено, что на широте г. Санкт-Петербург ($59^o57'$ с.ш.) в DR3 существовали многолетнемерзлые породы мощностью не менее 100 м с низкими среднегодовыми температурами пород (-6^0-8^0С).

Наше исследования не подтвердили распространение ледникового покрова или глубокого приледникового озера в районе Финского залива в последниковое время.

Авторы выражает благодарность А.Л. Строму ЦСГНЭО – филиал ОАО "Институт Гидропроект" и А.М. Корженкову ИФЗ РАН за помощь в полевых исследованиях.

Список литературы:

Конищев В.Н. Взаимосвязь состава и температуры криогенных почв и грунтов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. – 1998. – № 3. – С. 9–14.

Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М., Изд-во Моск. ун-та, 1994. – 135 с.

Методические указания по дробному гранулометрическому анализу седиментационным способом / Под общ. редакцией К.К. Гостинцева. Л., ВНИГРИ, 1989. –191 с.

Никонов А.А., Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. – 2010. – № 1. – С. 1–12.

Серебрянный Л.Р., ПуннингЯ.-М.К. Результаты палинологического и радиохронометрического исследования погребенного голо-ценового торфяника в районе Горелово-Койерово под Ленинградом. В кн. Голоцен. М.: Наука, 1969. – С.101-110.

Шмелев Д.Г. Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и Северо-востока Якутии // Криосфера Земли. – 2015. – Т. XIX. – №1. – С. 41-57.

Zielin´ski, P., Sokołowski, R. J., Fedorowicz, S. & Zaleski, I.: Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation – examples from SE Poland and NW Ukraine // *Boreas.* – 2013, 10. 1111/bor.12052. ISSN 0300-9483.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА И ЭКОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРА И ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская, В.А. Костомаха, Г.М. Немцова
Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, tsn60@mail.ru

SPECIFIC FEATURES OF MORPHOLITHOGENESIS AND ECOLOGO-PALEOGEOGRAPHICAL REGIONING OF THE CENTRAL AND SOUTHERN RUSSIAN PLAIN

N.G. Sudakova, S.I. Antonov, A.I. Vvedenskaya, V.A. Kostomakha, G.M. Nemtsova,
M.V. Lomonosov Moscow State University, Russia

Выявление пространственных закономерностей морфолитогенеза с учетом унаследованных признаков имеет важное значение для определения объективной и адресной оценки устойчивости морфолитогенной основы. В этих целях весьма перспективно проведение комплексного эколого-палеогеографического районирования (Палеографические закономерности... 2013; Судакова и др., 2008).

Многофакторность и многокомпонентность геосистем, их закономерное пространственное разнообразие и изменчивость во времени требуют разработки специальной стратегии исследования и научно обоснованной общей оценки их геоэкологической устойчивости. Руководящим принципом целесообразно избрать пространственно-временной анализ природных систем. Предлагается конструктивное методическое решение этой проблемы на базе комплексного эколого-палеогеографическое районированиятерритории с целью выявления региональных и эволюционных закономерностей морфолитогенеза. В основу такого районирования положен анализ серии палеогеографических, геологических, геоморфологических картпо разновозрастным палеогеографическим срезам. Проведение комплексного эколого-палеогеографического районирования особенно актуально для обширной Русской равнины, в виду большого разнообразия и переменчивости во времени геолого-геоморфологической обстановки.

В соответствии с разработанной палеогеографической концепцией морфолитогенеза и методическими установками выполнено комплексное районирование древнеледниковой области Русской равнины с учетом зонально-географических и провинциально-геологических факторов, неоднородных по площади и непостоянных во времени (Палеографические закономерности... 2013; Судакова и др. 2013). В развитие перспективного палеогеографического направления в геоэкологии составлена обобщающая карта эколого-палеогеографического районирования нового поколения с усовершенствованной легендой. В основу ее создания положены методические разработки и опыт составления карт по отдельным регионам (Судакова и др., 2010), в том числе инновационные предложения по оценке и прогнозу развития геоэкологической устойчивости геосистем. При комплексном районировании выделяются территориальные единицызонального (географические и палеогеографические зоны) и азонального (провинциально-геологические подразделения) подчинения. К первым отнесены зоны разновозрастных оледенений. Провинциальное членение зависит от морфоструктурного плана территории.

Развернутая легенда к сводной карте построена по типу классификационной матрицы, где каждому выделенному территориальному подразделению (зоны, провинции, области) придана комплексная геолого-геоморфологическая характеристика с интегральной адресной оценкой геоэкологической устойчивости в баллах. Характеристики морфолитогенеза систематизированы по трем группам факторов: 1 – литоморфоструктуры коренного основания, 2 – геоморфологическое строение с учетом деструктивных экзогенных процессов, 3 – литолого-стратиграфические особенности разреза четвертичных отложений.

В основу выделения таксономических единиц разного ранга положены свои руководящие критерии:для зон – климато-стратиграфические и палеогеографические факторы, для провинций – геолого-тектоническая обусловленность, для областей и районов – геоморфологическое строение, тип разреза и мощность новейших отложений, а также направленность и интенсивность экзогенных процессов. Их региональная специфика проявляется в особенностях рельефа (современного и древнеледникового), в строении четвертичного покрова, в характере и активности экзогенных рельефообразующих процессов с учетом прогнозируемой ответной реакции морфолитоосновы на чрезвычайные природные и антропогенные ситуации. Комплексная характеристика территориальных подразделений геосистем служит основой для анализа их геоэкологического состояния и порайонной экспертной оценки стабильности в четырехбалльной шкале (табл.).

Классификация факторов морфолитогенеза в связи с эколого-палеогеографическим районированием Русской равнины

Системообразующие Единицы факторы районирования			Геолого-тектонические			Геоморфологические				Литолого-стратиграфические		Устойчивость МЛС в баллах
Зоны	Провинции	Области	Палеолеоморфоструктуры	Абс. отметка кровли, м	Геологический индекс. Литология	Форма рельефа	Абс. отметка поверхности, м	Глубина эрозионного расчленения	Экзогенные процессы	Мощность Q, м	Поверхностный горизонт	
kl	I	1	Равнина	50-150	C, P, T. Известняки, мергели, глины	Ледниково-аккумулятивная возвышенность	150-250	до 100	С	10-70	gII	2
		2		50-150	J, K,C,P. Глины, пески, мергели, известняки.	Озерно-ледниковая низина	80-150	25-30	Б, Оп, С	5-80	l, a III; f, lg III	2
ms		3		50-140	K, J, P. Пески, глины, мергели	Моренные равнины и озерные низины	90-290	30-100	С, О	60-100	pr, g II l,a, f II-III	2
		4		50-250	K,J,C. Опоки, глины, пески, известняки	Ледниково-денудационная возвышенность	200-290	70-125	О, Оп, С	10-60	pr, g II	1-2
ms-dn		5		100-200	C, J, K. Известняки, глины, пески.	Моренно-эрозионная равнина	175-200	30-50	О, Оп, К	10-25	pr, g, lg II	1-2
		6		50-150	J, K, N. Глины, пески.	Аллювиально-зандровая низина	100-170	20-40	Б, К	10-40	a, f, l, b II-III	1-2
		7		100-150	C, P, J. Известняки, мергели, глины.	Моренное плато	150-185	40-60	К, О, Оп, С	15-20	pr, g II	1
ms	II	8	Плато	100-250	C. Известняки, мергели, глины.	Ледниково-эрозионная возвышенность	230-320	75-125	С	60-100	pr, g II	2
		9		100-150	C, K. Известняки.	Моренно-зандровая равнина	150-200	до 50	С, О, К	20-50	pr, f(g) II	2
dn-dns	III	10	Возвышен-ность	159-240	C, J, K. Известняки, мергели, глины.	Денудационно-эрозионная возвышенность	170-300	100-125	К, О, С, П	15-45	pr I-III (3-10 м)	1-2
ok-dns	IV	11	Равнина	100-160	N, K, J. Пески, глины.	Моренно- и аллювиально-зандровая равнина	150-215	20-100	П, С, О	15-50	pr I-III (8-11м)	2-3
	V	12	Возвышенность	100-220	J, K, P. Глины, пески, мергели.	Ледниково-эрозионная равнина	200-250	75-125	О, К,П	10-30	pr(g, f) I-III	2
		13		180-280	K, Pg. Глины, опоки, пески.	Эрозионно-денудационная возвышенность	180-290	75-125	С, О, К	2-40	pr I-III	1-2

Примечаниякаблице, условные обозначения:

Зоны:распространения оледенений:**kl**– калининского, **ms**– московского, **ms-dn**– московского и днепровского, **dn-dns**– днепровского, окского и донского,**ok-dns**– окского и донского.

Провинции: **I.** Окско-Верхневолжская равнина. **II.** Вяземская возвышенность. **III.** Среднерусская возвышенность. **IV.** Окско-Донская равнина. **V.** Приволжская возвышенность.

Области*:* 1**.**Бежецкая. 2**.** Верхневолжская**.** 3. Борисоглебско-Ивановская. 4**.**Клинско-Дмитровская**.** 5**.** Москворецкая. 6**.** Мещерская.7.Цнинско-Клязьминская.8. Вяземско-Уваровская.9.Угринская. 10. Тульско-Оскольская. 11. Окско-Донская.12. Арзамасская. 13. Чембарская.

Глубина эрозионного расчленения рельефа (в метрах) дана по А.И. Спиридонову (1980).

Обозначения экзогенных процессов: О – овражно-балочные; Оп. – оползни; С – комплекс склоновых процессов (нерасчлененных); К – карст; П – просадки; Б – заболачивание, торфообразование (пожароопасность при иссушении).

Оценка степени устойчивости морфолитосистем: 1 – неустойчивая; 1-2 – слабоустойчивая; 2 – среднеустойчивая; 2-3 – относительно устойчивая.

Условные сокращения: Абс. отметки – абсолютные отметки; Мощность Q, м – мощность четвертичных отложений в метрах; МЛС – морфолитосистемы.

Предложенный палеогеографический принцип районирования, направленного на установление закономерностей пространственного разнообразия природных компонентов с учетом их развития во времени, имеет явные преимущества при адресной геоэкологической оценке морфолитогенной основы – в возможности получить более полную информацию об объекте, включая унаследованную геолого-геоморфологическую информацию, и одновременно, благодаря локализации на карте, уточнение адресной порайонной оценки геоэкологического состояния геосистем. Анализ пространственно-временных закономерностей морфолитогенеза под контролем палеогеографической экспертизы позволяет обосновать перспективный прогноз его развития в каждом регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ – грант №. 14-05-00222.

Список литературы:

Палеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М., 2013. – 96с.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Литолого-геоморфологический анализ как основа комплексного эколого-палеогеографического районирования Русской равнины. // Геоморфология. – 2013. – №3. – С. 24-35.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографический подход к геоэкологическим оценкам территории Русской равнины. // Инновации в геоэкологии: теория, практика, образование. М. 2010. – С. 155-160.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.Палеогеографическая экспертиза устойчивости геосистем– новое направление в исследовании геоэкологии (на примере Русской равнины). // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М., 2008. – Выпуск 2. – С. 245-252.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛЯЦИОЛИТОСИСТЕМ В ДРЕВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.Г. Судакова, Г.М. Немцова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, paleo@inbox.ru

REGULARITIES OF FORMATION OF LITHOGLACIAL SISTEMS IN THE ANCIENT GLACIAL AREA OF THE RUSSIAN PLAIN

N.G. Sudakova, G.M. Nemtsova, M.V. Lomonosov Moscow State University, Russia

Выявление закономерностей формирования вещественного состава морен и изменчивости показателей в пространстве и во времени имеет определяющее значение для достоверной диагностики и корректной литологической корреляции разновозрастных горизонтов (Астапова, 1978; Гайгалас, 1979; Немцова, 1980; Рухина, 1973; Судакова, 1990; 2008). Новые принципы организации комплексного системного исследования вещественного состава на обширной территории древнеледниковой области позволяют выявить и надежно обосновать региональную и эволюционную изменчивость показателей состава морен в тесной зависимости от геологической и палеогеографической обстановки ледникового литогенеза, структуры и динамики ледниковых покровов. В результате системного анализа и обобщения обширного представительного аналитического материала по составу терригенных, аутигенных и глинистых минералов выявлены тенденции посекторных изменений состава, обусловленные освоением ледниковыми потоками различных удаленных, транзитных и местных питающих провинций. Подтверждены направленные во времени преобразования состава (Палеогеографические закономерности…, 2013).

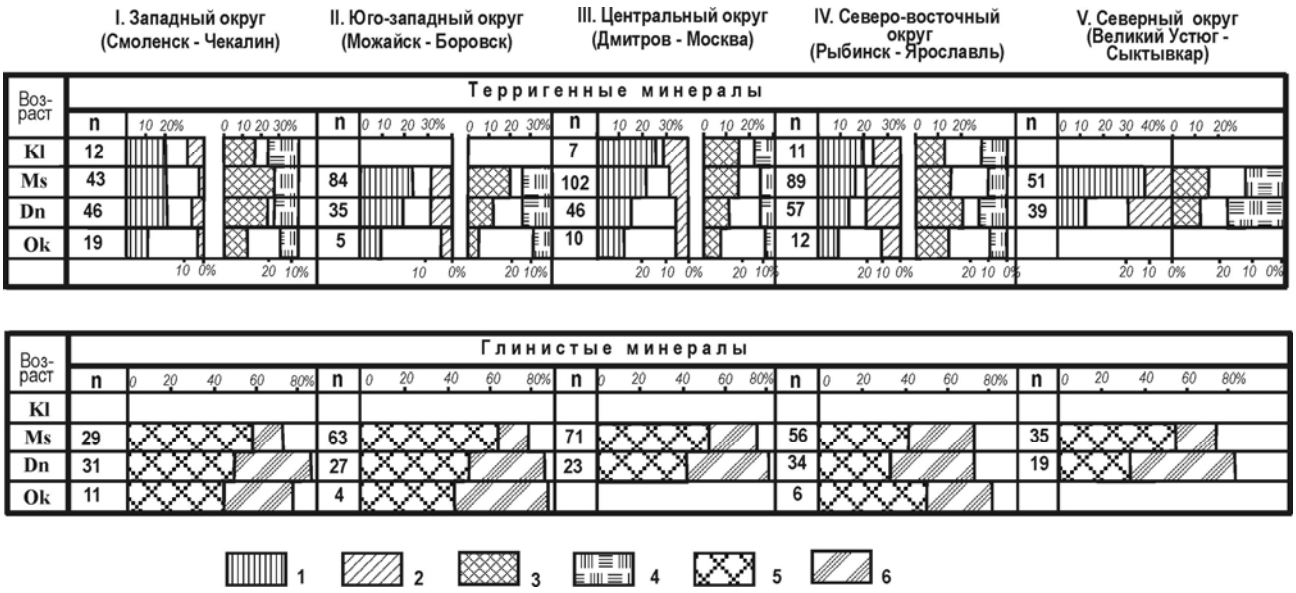
Ведущая роль в процессе формирования особенностей вещественного состава морен принадлежит потоковой структуре и динамике самого ледникового покрова, который контролирует источники поступления и пути транзита влекомого материала. Благодаря реконструированной различной направленности движения разновозрастных ледниковых потоков, осваивавших различные удаленные, транзитные и местные питающие провинции коренного ложа, посекторно формируется сбалансированный состав руководящих минеральных компонентов моренных горизонтов. Для дальнейших построений и сопоставлений принята предложенная схема структуры и динамики разновозрастных ледниковых покровов на Русской равнине (Реконструкция…, 2008). В этой связи важное значение имеет расположение и характеристика питающих доледниковых провинций (Немцова, Судакова, 1981).

Для сравнительного анализа региональной специфики вещественного состава морен выбрано пять показательных округов древнеледниковой области (рис.). Для минералогического состава морен западных округов Ладожского сектора оледенения (I – Ржевско-Чекалинского и II – Можайско-Боровского) характерна роговообманково-гранатовая ассоциация руководящих минералов Фенноскандии (соответственно 18 и 20%) при незначительной примеси эпидота (около 5%), типичного представителя северо-восточной провинции ледникового сноса. В разновозрастных моренах достаточно высок коэффициент гранулометрической сортированности материала за счет большой примеси гравийной составляющей (35-40%). В спектре глинистых минералов морен I и II округов заметно доминирует иллит – минерал Фенноскандинавской питающей провинции, доля которого достигает 60-70% в районе Ржевского Поволжья, постепенно убывая к югу (район Чекалина) до 40-50%. Об-

ратная тенденция отмечается в содержании смектита – оно возрастает в южном направлении от 10-20% до 30-40%, что связано с большой долей его в составе материала местных подстилающих пород мезозоя.

В III Дмитровско-Московском округе, располагающемся в пределах мезозойской равнины, сложенной осадочными породами, в спектре руководящих минералов доминирует роговая обманка (20%), при достаточно высоком содержании граната (16%); доля эпидота постепенно повышается (до 10%) в сочетании с возрастанием примеси дистена, турмалина, глауконита и других акцессорных минералов, свойственных подстилающим юрским и меловым породам. За счет последних формируется повышенная опесчаненость основных морен (до 50%). Глинистая составляющая морен в этом округе представлена руководящим иллитом (40-60%) при заметном участии смектита – до 25-35%, что обусловлено ассимиляцией местных мезозойских пород.

Ярославское Поволжье (IV округ) находится в сфере влияния Онежского ледникового потока, осваивавшего соответствующие удаленные питающие провинции и местные, сложенные триасовыми, юрскими и меловыми осадочными породами. Здесь минералогическая формула руководящих минералов претерпевает существенные преобразования: ведущим компонентом становится роговая обманка (в среднем 25%), на второе место поднимается эпидот (15-20%) в равных пропорциях с гранатом; показательна примесь представительных акцессорных минералов (ставролита, дистена, глауконита и других компонентов мезозойских подстилающих пород). В комплексе глинистых минералов отмечается преобладание иллита (40-50%) наряду со значительным включением смектита (30-40%), захваченного из местных подстилающих пород.



Территориально-возрастная структура минералогических показателей морен Русской равнины: 1 – роговая обманка, 2 – эпидот, 3 – гранат, 4 – ильменит, 5 – иллит, 6 – смектит.

В минералогической ассоциации морен Беломорского сектора (V округ) доминирует роговая обманка (20-40%) при повышенном фоне эпидота (10-20%). Высокие показатели роговой обманки и прочих амфиболов в верхней, вычегодской морене (около 40%) связаны с Кольско-Карельской провинцией сноса ледникового материала. Повышенное содержание эпидота в нижней, печорской морене (около 20%) обусловлено ассимиляцией местных триасовых отложений, сформированных в значительной мере из продуктов выветривания зеленокаменных пород Урала. В спектре глинистых минералов представлены иллит (40-60%) и смектит, содержание которого в нижних моренных горизонтах возрастает до 40-50%. Значительная доля смектита здесь обусловлена влиянием глинистых пород триаса, в которых содержание смектита достигает 60-80% (Немцова, 1986).

Проведенный сравнительный анализ большого объема минералогических данных в древнеледниковой области Русской равнины подтверждает тесную зависимость пространственной дифференциации показателей от факторов ледникового литогенеза. Прослеживаются четко выраженные тенденции посекторной закономерной изменчивости минералогического состава морен. С запада на восток снижается содержание граната – руководящего минерала Фенноскандинавии (в среднем от 23 до 15%). В том же направлении, но с обратной тенденцией наблюдается последовательное возрастание доли эпидота (с 5 до 20%) – типичного представителя пород северо-восточной, Тимано-Уральской области сноса. Эти посекторные тенденции изменчивости предопределены радиальной структурой ледниковых потоков, которые осваивали различные сектора удаленных центров оледенений и пути транзита влекомого ледником материала. Провинциальные различия минерального состава морен зависят от степени обогащения ледниковых отложений компонентами из местных питающих провинций такими акцессорными минералами, как дистен, ставролит, глауконит, сульфиды, а в спектре глинистых минералов – каолинит, хлорит, палыгорскит и др. В целом закономерности посекторной и провинциальной изменчивости состава морен предопределены особенностями радиальной потоковой структуры ледникового покрова с господствующим юго-восточным направлением движения московских ледниковых потоков и юго-западным – днепровских.

Наряду с пространственным разнообразием и закономерной изменчивостью минералогического состава мелкозема морен при диагностике и корреляции горизонтов следует принимать во внимание возрастные тен-

денции перестройки их состава, направленные на сокращение во времени (снизу вверх по разрезу) доли местного материала и возрастание участия дальнеприносных компонентов, а следовательно, нарастание полимиктовости и экзотичности состава в связи с последовательным экранированием подстилающих пород более молодыми отложениями. Таким образом, повсеместно проявляющаяся тенденция пространственно-временной изменчивости вещественного состава морен дает основание для признания отмеченных закономерностей в качестве одного из критериев диагностики и корреляции горизонтов.

Установленные закономерности ледникового литогенеза имеют важное стратиграфическое и корреляционное значение. Их необходимо принимать во внимание при выделении и межрегиональных сопоставлениях разновозрастных горизонтов ледниковых отложений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00222).

Список литературы:

Астапова С.Д. Особенности вещественного состава морен Белоруссии // Вещественный состав основных морен. – М., 1978. – С. 109-117.

Гайгалас А.И. Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс, 1979. – 95 с.

Немцова Г.М. Минералогический состав мелкозема основных морен бассейна Северной Двины и Вычегды // Бюлл. МОИП. Отд. геол. -1980. – Т. 55. – Вып. 4. – С. 89-96.

Немцова Г.М. Состав и источники глинистого материала морен Центра и Севера Русской равнины // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Сборник научных трудов. – Уфа: БФАН, 1986. – С. 22-28.

Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Палеогеографическое значение питающих доледниковых провинций Центра и Севера Русской равнины // Вестник Моск. ун-та, серия 5. География. – 1981. – № 1. – С. 28-38.

Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. – М.: Изд. МГУ, 2013. – 96 с.

Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. -М.: Изд. МГУ, 2008. – 166 с.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. – Л.: Недра, 1973. – 176 с.

Судакова Н.Г. Актуальные вопросы межрегиональной корреляции ледниковых горизонтов. Литологическая концепция // Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода. – 2008. – № 68. – С. 50-58.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 150 с.

РЕКОНСТРУКЦИЯ КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ (ДЕЛЬТА Р. КОЛЫМЫ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ХИРОНОМИДНОГО АНАЛИЗА

Л.С. Сырых [1,3], Л.Б. Назарова [2], О.В, Палагушкина [2,3]

[1]Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена (г. Санкт-Петербург, Россия); Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН (г. Петрозаводск, Россия), lyudmilalsd@gmail.com

[2] Казанский (Приволжский) федеральный университет (г. Казань, Россия), Институт им. А. Вегенера (г. Потсдам, Германия), nazarova_larisa@mail.ru

[3]Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт управления и территориального развития (г. Казань, Россия), opalagushkina@mail.ru

RECONSTRUCTION OF HOLOCENE CLIMATE FLUKTUATIONS IN THE NORTH-WESTERN BERINGIA (KOLYMA RIVER DELTA) ON THE RESULTS OF THE CHIRONOMID ANALYSIS

L.S. Syrykh, Herzen State Pedagogical University, St-Petersburg, Russia; NWPI KRC, RAS, Petrozavodsk, Russia;
L.B. Nazarova, Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia;
O.V. Palagushkina, AWI, Potsdam, Germany; Kazan (Volga Region) Federal University, Institute of Management and Territorial Development, Kazan, Russia

Характерной чертой циркумполярных зон с развитой многолетней мерзлотой являются булгунняхи или пинго (eng. – pingo). Их формирование и наличие связано с региональными природно-климатическими условиями прошлого и настоящего. В свою очередь пинго «хранят» в себе информацию об изменении природных обстановок прошлого, поэтому детальное изучение пинго позволяет реконструировать палеоэкологические условия данной территории в плейстоцене и голоцене. Они достаточно хорошо изучены в арктической зоне Северной Америки с точки зрения структуры, формирования и распространения (Wetterich S. et al., 2012, Palagushkina O. et al., 2014).

В качестве индикаторов изменения климата широко применяются хирономиды (Chironomidae: Diptera). Это семейство водных беспозвоночных имеет широкий ареал распространения и большое многообразие видов, а хитинизированные головные капсулы хирономид хорошо сохраняются в донных отложениях озер и, как правило, достаточно легко определяются в лабораторных условиях. Хирономиды особо чувствительны к изменению природных условий, вследствие высокой скорости развития и смены генераций, и поэтому используются в качестве биоиндикаторов для составления высокоточных палеореконструкций (Назарова Л.Б., 2013; Brooks S. J. et al., 2007).

В разрезе пинго и донных отложениях озер Северной Якутии (69,03836° с.ш., 161,0064° в.д.) были изучены хирономидные комплексы с целью исследования четвертичной истории данной территории (рис. 1). На основе данных радиоуглеродного анализа и данных по таксономии хирономид с помощью многомерных статистических моделей была выполнена реконструкция климата и динамики окружающей среды в голоцене.



Рис. 1. Исследуемый регион

Обработку проб донных осадков проводили по стандартной методике (Brooks S. J. et al., 2007). Из каждой пробы отобрано 28 – 60 головных капсул, которые зафиксированы в гидроматриксе под покровными стеклами диаметром 6 мм (по 10 покровных стекол на 1 предметном стекле). Всего в 10 пробах было отобрано и зафиксировано 420 головных капсул хирономид. Определение проводили по современному специализированному определителю, и коллекции хирономид Якутии, хранящихся в Институте полярных и морских исследований им. А. Вегенера (г. Потсдам) (Brooks S. J. et al., 2007; Nazarova L. et al., 2013). Диаграмма построена в программе C2. Биоразнообразие и выравненность хирономидных сообществ были оценены с помощью индексов Шеннона (H) и Пиелу (I). Для исследования общих тенденций изменений видового состава был использован метод непрямых компонент (Principal component analysis, PCA). Реконструкция среднеиюльской температуры (T июля) воздуха составлена по российской хирономидной модели (Nazarova L. et al., 2013).

Все проанализированные таксоны принадлежат к 3 родам: Chironominae, Orthocladiinae, Tanypodinae. Доминирующие виды относятся к 2 родам: *Chironominae* триба *Chironomini* (*Chirnomus anthracinus, Sergentia coracina-type*) и *Tanytarsini* (*Paratanitarsus pen., Tanitarsus lugens, Paratanytarsus austriacus-type*), и Orthocladiinae (*Zalutshia t.B, Limnophies – Paralimnophis Cricotopus intersectus, Cricotopus laricomalis, Orthocladius consobrinus*). Во всех пробах отмечено наличие триба Paratanitarsus penicillatus-tipe, он является доминирующим в верней части разреза. Наиболее распространены *Orthocladius consobrinus, Chirnomus anthracinus, Corynocera ambigua* и *Psectrocladius sordidellus*-type – встречаются во всех зонах.

По результатам кластерного анализа в колонке отложений было выделено три статистически значимых зоны (рис. 2):

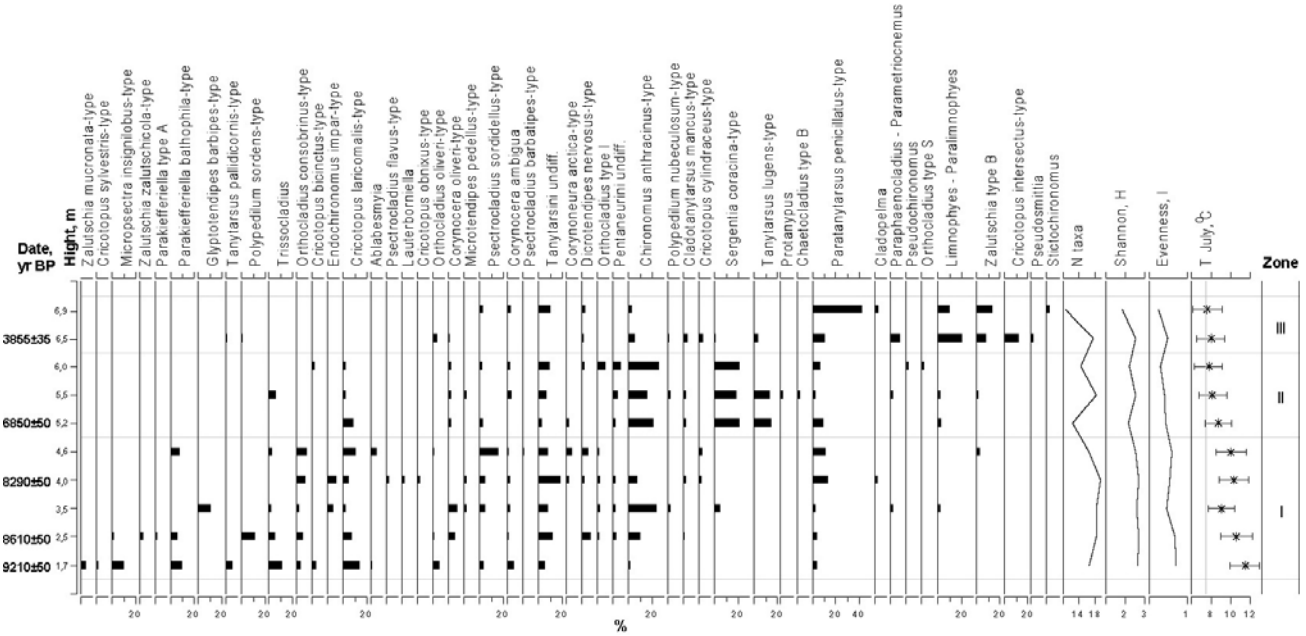


Рис. 2. Реконструкция температур на основе исследования хирономидных сообществ на основе Сибирской и Дальневосточной температурных моделей (Nazarova et al.).

Зона 1. Доминирующие таксоны *Chirnomus anthracinus, Orthocladius consobrinus* и *Cricotopus laricomalis* являются индикаторами теплых и умеренных условий. Также отмечается присутствие в достаточно большом количестве *Paratanitarsus penicillatus*-type, *Psectrocladius sordidellus, Parakiefferiella bathophila*-type. Реконструируемые условия данного периода: температура выше современной (реконструированная температура июля 10,2-11,4°C), возможно наличие заболоченных участков, водоем эвтрофный.

Зона 2. Комплекс доминирующих таксонов включает таксоны, ассоциирующиеся с водной растительностью, являющиеся индикаторами умеренных или прохладных температурных условий (*Sergentia coracina, Tanitarsus lugens, Chirnomus anthracinus*). Реконструированные температуры указывают на некоторое похолодание (средняя температура июля равна 7,7- 8,7°C).

Зона 3. В самой верхней зоне снижается общее количество таксонов. Доминирующими являются таксоны *Paratanitarsus penicillatus*-type и *Zalutshia type B* – индикаторы процессов закисления в водоеме. Характерной особенностью данной зоны является высокая численность *Limnophyes – Paralimnophyes*, таксона, который в основном ассоциирован с мелководьями, макрофитами и является индикатором нестабильного уровня воды в водоеме. Температуры июля верхнего горизонта ниже предыдущих зон и близка по значению к современным условиям (7,6 -7,9°C).

Согласно результатам хирономидного анализа климат изучаемой территории примерно до 7000 л.н. был теплее современного на 3-5 градусов. Позже произошло похолодание: реконструированные значения средних температур июля составляют +7,7-8,7°C. Реконструированные температуры верхних горизонтов близки по значению к современным. Проведенный хирономидный анализ является частью комплексного исследования региона, результаты которого позволят составить детальную реконструкцию природно-климатических условий прошлого.

Исследование выполнено в рамках проекта ОШЛ, а также проекта 3.1.1 «Совершенствование и развитие внутрироссийской и международной мобильности аспирантов и молодых научно-педагогических работников РГПУ им. А.И. Герцена, развитие системы консалтинговых услуг для молодых научно-педагогических работников и аспирантов в сфере инновационной деятельности» в РГПУ им. А.И. Герцена.

Список литературы:

Назарова Л.Б. Использование биологических индикаторов в палеоэкологических исследованиях. В кн.: Биологические индикаторы в палеобиологических исследованиях: атлас // науч. ред Л.Б. Назарова. – Казань: Казан. ун-т, 2013. – С. 4-7.

Brooks S.J., Langdon P.G., Heiri O. Using and identifying chironomid larvae in palaeoecology // QRA Technical Guide № 10, Quaternary Research Association. – London, 2007. – P. 276.

Nazarova L., Lüpfert H., Subetto D., Pestryakova L., Diekmann B. Holocene climate conditions in Central Yakutia (North-Eastern Siberia) inferred from sediment composition and fossil chironomids of Lake Temje // Quaternary International. – 2013. – Vol. 290-291. – P. 264-274

Palagushkina, Olga, Nazarova, Larisa, Schirrmaister, Lutz, Wetterich, Sebastian, Syrykh, Lyudmila Diatom assemblage from permafrost sediments as indicator of Late Quaternary environment dynamics in Beringia. Talk. 9th European Palaeobotany Palynology Conference (EPPC), Padova, Italy, August 26-31, 2014.

Wetterich S., Grosse G., Schirrmeister L., Andreev A.A., Bobrov A.A., Kienast F., Bigelowf N.H., Edwards M.E. Late Quaternary environmental and landscape dynamics revealed by a pingo sequence on the northern Seward Peninsula, Alaska // Quaternary Science Reviews. – 2012. – Vol. 39. – P. 26-44.

ФОРМИРОВАНИЕ И ДИНАМИКА ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВНЫХ ГЕОСИСТЕМ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

П.А. Сюткин, В.Л. Погодина, Е.В. Сюткина.
РГПУ им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия,
petersiutkin@gmail.com, vlpogodina@mail.ru, liza.siutkina@gmail.com

THE FORMATION AND DYNAMICS OF NATURAL SYSTEMS OF ISLAND'S GEOSYSTEMS OF THE GULF OF FINLANDIN THE LATE GLACIAL AND HOLOCENE

P.A. Siutkin, V.L. Pogodina, E.V. Siutkina, Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg, Russia

Природный комплекс — территория, однородная по происхождению, истории геологического развития и современному составу специфических природных компонентов. Он имеет единый геологический фундамент, однотипный характер и количество поверхностных и подземных вод, однородный почвенно-растительный покров и единый биоценоз (сочетание микроорганизмов и характерных животных).

В рамках исследования будут рассматриваться природные комплексы островных геосистем восточной части Финского залива, а именно: Березовых островов и острова Котлин.

Березовые острова- архипелаг, состоящий из трех островов (Северный Березовый, Западный Березовый и Большой Березовый), расположенный в северо-восточной части Финского залива.

Породы дочетвертичного возраста представлены раннепротерозойскими гранитами. Четвертичные отложения- морскими отложениями (песками, супесями, глинами с линзами ила), озерными отложениями (песками и глинами с линзами или и торфа), ледниковыми отложениями- мореной последнего оледенения (суглинками, глинами, супесями и песками со щебнем и валунами) (Дуров,1967).

Рельеф островов Северный Березовый и Западный Березовый относится к типу морских террасированных равнин; центральная часть о. Большой Березовый-озерных террасированных равнин. В целом Рельеф разнообразный, имеются камы, озы, дюны, некоторые из которых, как, например, гора Приморская (43,3 м) на Большом Берёзовом острове, достигают значительной высоты. Почвы подзолистые.

Климат морской. Среднемесячная температура января −9°C, июля +18°C. Относительная влажность воздуха с мая по июль 65-80%,с августа по апрель — 80-90%. В году отмечается 30-75 дней с туманами. В год выпадает 700-800 мм осадков, с июня по декабрь — по 45-100 мм в месяц, в остальные месяцы — по 20-45 мм. Среднемесячные скорости ветра меняются от 3 до 8 м/с, причём зимой они выше; вероятность штилей —

10%. Для лета характерны бризы. Ночной береговой бриз слабее морского. В растительном покрове архипелага преобладает лесная растительность. Сосняки наиболее распространенный тип хвойных лесов на всех островах архипелага. Еловые леса широко распространены лишь на Северном Березовом острове. Значительную роль в растительном покрове островов играют березняки, замещая хвойные леса после пожаров, рубок и являясь основным типом сообществ на зарастающих сельскохозяйственных угодьях. Осинники встречаются крайне редко и небольшими массивами. Черноольховые леса, приуроченные преимущественно к побережьям, характерный элемент растительного покрова островов. Совершенно уникальными являются широколиственные леса Малого Березового острова, среди которых встречаются отдельные старовозрастные деревья (дубы). Это типичные широколиственные леса из ясеня, дуба, липы, клена с участием некоторых дубравных видов растений в травяном покрове(пролесник многолетний, хохлатка плотная, перловник пестрый). На архипелаге представлены разнообразные типы болот: верховые, переходные, низинные(Волкова, 2007). Наиболее интересны в ботаническом отношении сосново-сфагновые болота на островах Большой Березовый и Западный Березовый, где помимо обычных болотных растений встречаются некоторые редкие в Ленинградской области виды: плаунок затопляемый, очеретник бурый, росянка промежуточная, болотница дернистая. Зоны мелководий, заливы и проливы между островами служат местами массовых стоянок водоплавающих птиц на весеннем пролете. Особенно многочисленны стоянки лебедей (кликун и тундряной), казарки (черная и белощекая), нырковой утки (синьга, турпан, морянка, хохлатая чернеть, гоголь), крохали (большой и длинноносый), речной утки (кряква, свиязь, шилохвость, чирок-трескунок, чирок-свистунок, широконоска). Более мелкие острова служат местом массового гнездования водоплавающих птиц. Здесь образуются смешанные поселения колониальных видов (чаек, крачек) с многочисленными гнездами утиных внутри колоний. Акватория к западу и югу от Березовых островов служит местом щенения балтийской кольчатой нерпы. В зависимости от границы ледостава район размножения тюленей меняется год от года, но обычно он расположен на расстоянии 6 10 км к югу от Большого Березового острова.

Остров Котлин- остров в восточной части Финского залива, площадь около 16 кв. км.

Дочетвертичные породы представлены вендским комплексом: гдовским (песчаники, алевролиты) и котлинским (глины с прослоями алевритов и песчаников) горизонтами. Четвертичные породы- морскими отложениями (глинами, суглинками, песками) (Иностранцев. 1912).

Рельеф относится к типу морских террасированных равнин, высота над уровнем моря не превышает 10-12 метров.

Древесная растительность сформирована разнообразными по составу черноольховыми и молодыми осиновыми лесами. На береговых валах — низких песчаных грядах вдоль берега — расположены разреженные ивняки из ивы пятитычинковой, уникальные природные комплексы побережий острова, на восточных берегах Финского залива более нигде не встречающиеся (Официальный сайт ГКУ…).

Важный элемент в растительном покрове территории — приморские сообщества. На пляжах заказника сохранился комплекс так называемой псаммофитной, приспособленной к жизни на песках, растительности. Здесь представлены интересные по видовому составу сообщества волоснеца песчаного с участием чины морской, пижмы, морской горчицы балтийской и других, значительные заросли образует давно завезенный в Европу восточноазиатский вид — шиповник морщинистый (Глазкова, 2006).

При изучении природных комплексов важным моментом является вопрос об изменении предметов и явлений земной поверхности воремени. В рамках исследования планируется рассмотреть формирование и динамику развития природных комплексов на вышеуказанных островах, проследить динамику развития и определить причины, а так же время начала формирования различных природных комплексов при одинаковых условиях посредством отбора проб почвы и донных отложений, с последующим проведением спорово-пыльцевого, радиоуглеродного анализов. По результатам исследования будет проведена палеореконструкция и картирование.

Список литературы:

Волкова Е.А. Природное разнообразие и биологическая среда архипелага Березовые острова (Финский залив).С-Пб.: Бостон-спектр, 2007

Глазкова Е.А. О некоторых редких и критических видах растений с острова Котлин (Финский залив). С-Пб.: Новости систематики высших растений, 2006.

Дуров А.Г. Атлас Ленинградской области.М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1967.

Иностранцев А.А. Геологическое строение острова Котлина. С-Пб., 1912.

Официальный сайт ГКУ «Дирекция особо охраняемых природных территорий Санкт-Петербурга».

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПРИРОДНЫЙ ЗАКАЗНИК РЕГИОНАЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ «ЮЖНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ НЕВСКОЙ ГУБЫ». ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ

Е.В. Сюткина, Л.А. Нестерова, П.А. Сюткин

РГПУ им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия,

liza.siutkina@gmail.com, l-nesterova@mail.ru, petersiutkin@gmail.com

THE PROTECTEDAREA«NEVA BAY SOUTHCOAST».INVESTIGATION OF THE MODERN ENVIRONMENTALSTATE

E.V. Siutkina, L.A. Nesterova, P.A. Siutkin, Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint-Petersburg, Russia

Прибрежные участки Южного побережья Невской губы являются местами массового гнездования, гнездовых колоний и крупных концентраций водоплавающих и околоводных птиц на миграционных стоянках и представляют собой – плавни – заросли тростника, рогоза, осоки, ив и других растений на затапливаемых поймах и в дельтах крупных рек (Прохоров, 1988). Также прибрежная полоса южного побережья Финского залива с мелководьями, тростниковыми зарослями, каменистыми и песчаными пляжами является важным участком Беломоро-Балтийского пролетного пути. В целом орнитофауна данного района побережья Финского залива представлена местными видами бореального комплекса, обогащенного видами арктических мигрантов. Она включает 165 видов из 15 отрядов, из них 70 видов экологически связаны с водной средой и прибрежными биотопами. В прибрежной зоне Невской губы проживают десятки тысяч человек. Ипоэтому, не менее важна ее природоохранная значимость, как вместных, так и в общероссийских и международных масштабах.

Для сохранения и восстановления ценных природных комплексов южного побережья Невской губы Финского залива и поддержания экологического баланса на территории Санкт-Петербурга был организован (10.10.2013 г.) заказник «Южное побережье Невской губы».

В перечень основных объектов охраны входят исторические ландшафтные композиции парков: «Собственная дача»- дворец с примыкающим к нему парком, и «Знаменка»- памятник садово-паркового искусства XVIII-XIX веков (Горбатенко, 2002). А также «Кронштадтская колония», которая возникла как место для поселения иммигрирующих в Россию немцев. Природные объекты охраны представляют собой тростниковые и камышовые сообщества; черноольховые леса и заросли ив с болотным разнотравьем; фрагменты старовозрастных широколиственных и смешанных лесов (Постановление правительства …, 2013).

Задачи образования Заказника:

- сохранение сообществ приморских растений;
- сохранение участков смешанных и лиственных лесов с широколиственными породами;
- сохранение мест гнездования и массовых стоянок водоплавающих и околоводных птиц на Беломоро-Балтийском миграционном пути;
- сохранение и восстановление биологического и ландшафтного разнообразия на территории Санкт-Петербурга;
- создание условий для изучения естественных процессов в природных комплексах и контроля за изменением их состояния;
- создание условий для экологического образования и просвещения.

Расчет зольности и ООУ

№ образца	Координаты точки		Описание точки	Зольность %	ООУ %
	N	E			
1-01-П-081114	59,86569	030,00512	Участок – усадьба Знаменка.Повышение берегового вала, в 200 м. от берега Финского залива.Растительность: дуб, береза, рябина, таволга, сныть, мятлик	92,83	7,17
1-02-П-081114	59,86838	029,99791	Участок – усадьба Знаменка.Приморская терраса, в 150 м. от берега Финского залива. Растительность: дуб, осина, береза, осока, мятлик.	97,67	2,33
1-03-П-081114	59,88058	029,96550	Участок – усадьба Знаменка. Приморская терраса, 20 м. на 60° от воронки, 30 м. от креста.Растительность: клен, береза, осина, ольха, осока, сныть.	92,33	7,67
2-01-П-081114	59,89920	029,86055	Участок – собственная дача. Береговая линия, 10 м. от уреза воды.Растительность:клен, ива, сныть, одуванчик.	97,0	3,0
2-02-П-081114	59,89904	029,84913	Участок – собственная дача. Приморская терраса, поляна, 20 м. от берега Финского залива.Растительность: таволга, осока, сныть	95,83	4,17
2-03-П-081114	59,89798	029,85095	Участок – собственная дача. Приморская терраса, 100 м. в сторону от дороги, 100 м. от берега Финского залива.Растительность: ель, береза, ольха, осока, сфагнум	38,17	61,83
3-01-П-151114	59,93177	029,70881	Участок – Кронштадтская колония. Пойма Финского залива, у самой кромки плавней.Растительность: камыш, разнотравье, клевер	91,83	8,17
3-02-П-151114	59,92823	029,71614	Участок – Кронштадтская колония. Приморская терраса. Растительность: черная ольха, береза, ива, таволга, разнотравье	92,5	7,5
3-03-П-151114	59,92548	029,73401	Участок – Кронштадтская колония. Повышение берегового вала.Растительность: осина, ива, камыш	88,33	11,67
4-01-П-151114	59,92132	029,73749	На подъезде к участку Кронштадтская колония. Напротив кладбища, между ж/д и шоссе.Растительность: береза, ольха, ива, разнотравье	93,83	6,17

Для территории заказника характерны почвы подзолистого типа, в профиле которых имеется осветленный горизонт; с четко выраженной ореховато-призмовидной структурой в текстурном горизонтеи формирующиеся на суглинисто-глинистых отложениях разного генезиса под северо- и среднетаежными хвойными лесами (Белобров, 2004).

В ходе исследования были отобраны пробы атмосферных осадков, почво-грунтов, для последующих анализов на содержание тяжелых металлов, а также для расчета зольности и содержания общего органического углерода (ООУ) в почво-грунтах исследуемых участков Результаты расчетов зольности и ООУ приведены в табл. Пробы почво-грунтов были отобраны на глубине 5 сантиметров и при температуре 0-3°С.

В ходе исследования планируется продолжить проведение оценки геоэкологического состояния рассматриваемой территории: анализ результатов рентгено-флуоресцентного анализа проб почво-грунтов, отбор проб донных отложений, с последующей пробоподготовкой и анализом на содержание тяжелых металлов; а также визуализацию полученных результатов посредством картирования.

Участок заказника «Кронштадтская колония» находится на заболоченной территории, в непосредственной близости к строящемуся ММПК «Бронка» что, по мнению авторов статьи, делает его наиболее подверженным различного рода загрязнению. Основными загрязнителями, поступающими в водную среду при намыве будут взвешенные вещества, нефтепродукты, тяжёлые металлы (Программа…, 2012).

Список литературы:

Белобров В.П. География почв с основами почвоведения. М.: «Академия», 2004.

Горбатенко С.Б. Петергофская дорога: Историко-архитектурный путеводитель. СПб, 2002. С. 226-234.

Постановление правительства Санкт-Петербурга от 10.10.2013 №766

Программа экологического мониторинга и производственного экологического контроля при проведении работ по строительству объекта «Многофункциональный морской перегрузочный комплекс «Бронка», СПб, 2012.

Прохоров А.М. Советский энциклопедический словарь. М.: «Советская энциклопедия», 1988.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ТРАВЕРТИНООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПУДОСТСКОГО ПАЛЕООЗЕРА (СЗ РОССИИ)

Э.В. Табунс[1], М.Ю. Никитин[2], К.А. Кукса[1], Дж.Л. Бейкер[3], С.Б. Левченко[1], Ф.Е. Максимов[1], В.Ю. Кузнецов[1]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, etabuns@gmail.com

[2] Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Россия

[3] Department of Geosciences, University of Nevada Las Vegas, USA

TRAVERTINE GENESIS AT PUDOST LAKE (NW RUSSIA)

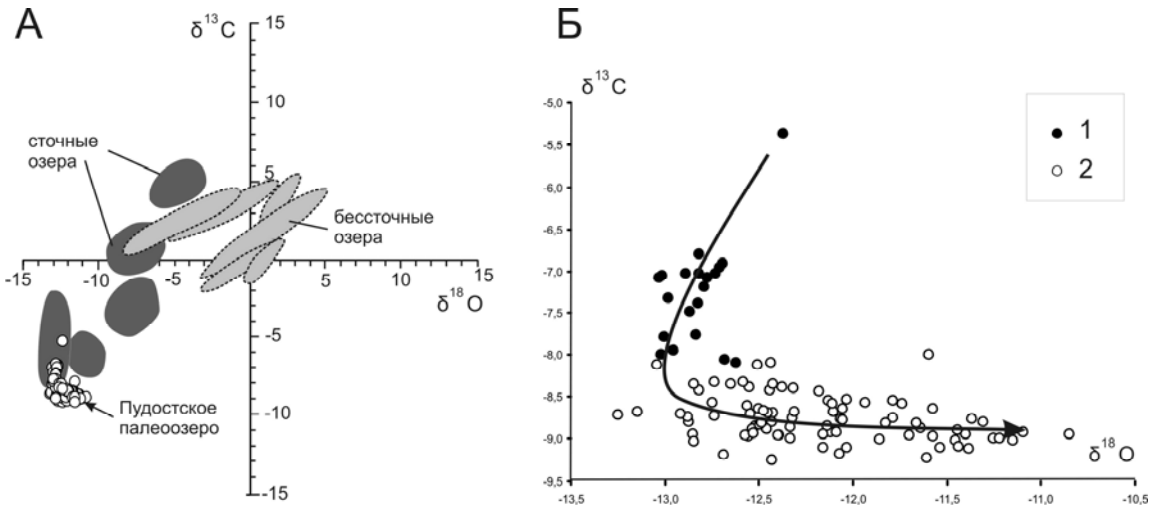
E.V. Tabuns, V.Yu. Kuznetsov, K.A. Kuksa, S.B. Levchenko, F.E.Maksimov, Saint-Petersburg State University, Russia;
M.Yu. Nikitin, Herzen State Pedagogical University of Russia;
J. Baker, Department of Geosciences, University of Nevada Las Vegas, USA

Пудостский карьер расположен на западе Ленинградской области в пределах Ижорского плато, в строении которого участвуют ордовикские карбонатные породы. В стенке свежей выработки в старом карьере нами изучен непрерывный двухметровый разрез ритмично-слоистых травертинов. Данные рентгенофазового анализа свидетельствуют, что травертины здесь представлены кальцитовыми образованиями с небольшой примесью арагонита, что отчасти объясняется обилием раковин брюхоногих моллюсков. Среди других фоссилий характерны фрагменты водной растительности, преимущественно хары и осоковых.

Проведенное нами ранее датирование отдельных частей разреза ^{230}Th/U-методом (Никитин и др., 2011; Максимов и др., 2015) показало, что травертины формировались в первой половине голоцена в интервале 9,0-6,8 тыс. лет.

Результаты исследования распределения в валовых пробах пород 16 микроэлементов рентгенофлуоресцентным методом позволило установить закономерности изменения их содержаний по разрезу и выявить ассоциацию элементов (K, Si, Ti, Al, P), тесно взаимосвязанную с изотопным составом углерода и кислорода травертинов (Tabuns et al., 2014). Результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода в травертинах (Baker et al., 2013) показали, что δ^{18}O варьирует по разрезу от -13 до -11 ‰ V-PDB, а δ^{13}C от -7 до -9 ‰ V-PDB. Концентрация δ^{13}C в нижней части разреза позволяет авторам предполагать участие в процессе травертинообразования углерода эндогенного происхождения.

В целом травертины Пудостской залежи отличаются незначительными колебаниями содержаний изотопов кислорода и углерода (рис., А), что характерно для карбонатов бессточных озер “закрытого” типа (Talbot, 1990). Однако детальное изучение их совместных вариаций по разрезу позволило выявить определенные закономерности. Так, для нижней части (200-160 см) характерны максимальные значения δ^{13}C, и резкое и закономерное уменьшение содержаний обоих изотопов (рис., Б). В то же время в остальной части разреза типичны более низкие концентрации обоих изотопов, а вверх по разрезу увеличение доли δ^{18}O сопровождается крайне незначительными колебаниями δ^{13}C.



Соотношение изотопов углерода и кислорода в травертинах Пудостского карьера. А – относительно карбонатов озер с различным типом водного баланса (по Talbot, 1990); Б – вариации изотопов по разрезу: 1 – пробы из нижней части разреза (200-160 см), 2 – пробы из средней и верхней частей разреза (160-0 см).

Это позволяет нам предполагать, что на протяжении своего существования Пудостское палеоозеро подверглось резким изменения – в раннем голоцене оно представляло собой бессточное озеро “закрытого типа”, однако на рубеже ~ 8 т. лет режим водного баланса изменился, и оно достаточно быстро преобразовалось в сточное озеро “открытого типа”. Это подтверждает высказанное нами ранее гипотезу о «Пудостском прорыве» (Никитин и др, 2011).

Исследование было выполнено при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-05-31448).

Список литературы:

Никитин М.Ю., Медведева А.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Баранова Н.Г. Генезис и геологический возраст травертиноподобных карбонатов Пудостского массива. // Научно-теоретический журнал «Общество. Среда. Развитие». – СПб.: ЦНИТ «Астерион». – 2011. – С. 231-236.

Максимов Ф.Е., Никитин М.Ю., Григорьев В.А., Кузнецов В.Ю., Петров А.Ю., Табунс Э.В., Левченко С.Б., Савенко В.Б. Хронология травертиногенеза на Ижорском плато в голоцене // Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода “Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления научных исследований”. – Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.

Tabuns E., Kuksa K., Nikitin M., Levchenko S., Baker J., Grigoriev V. Freshwater travertines from NW Russia – terrestrial archives of paleoenvironmental information // Late Quaternary terrestrial processes, sediments and history: from glacial to postglacial environments. Excursion guide and abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and field excursion in Eastern and Central Latvia, August 17-22, 2014. – Rīga: University of Latvia, 2014, – P.141-142.

Baker J., Lachniet M.S., and Nikitin M.Yu. The occurrence of calcareous tufa (metaogene travertine) on the Izhora plateau, Northwestern Russia. // 125th Anniversary Annual Meeting and Expo, 27-30 October, 2013. – Denver, Colorado, USA – P. 364-13.

Talbot M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). – 1990. – Vol. 80. – P. 261 -279.

КЛИМАТ И ДИНАМИКА ГРАНИЦ ВЫСОТНЫХ ПОЯСОВ ЮЖНОГО КАВКАЗА (В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Е.Н. Тагиева

Институт географии им.акад. Г.А. Алиева НАНА, Баку, Азербайджан, tagelena@rambler.ru

CLIMATE AND DYNAMICS OF BORDER HIGH-ALTITUDE BELT OF THE SOUTHERNCAUCASUS (WITHIN AZERBAIJAN) IN THE LATE PLEISTOCENE

E.N. Tagieva, Institute of Geography named after acad. H.Aliyev ANAS, Baku, Azerbaijan

Интерес к изменению климата и ландшафтов на протяжении позднего плейстоцена (позднеплейстоценового макроцикла) неизмеримо вырос в последние годы. Так как именно эта эпоха и последующая за ней – голоценовая «представляют собой важный элемент сценариев климатов будущего» (Климаты и ландшафты.., 2010) В качестве исходного материала, для восстановления количественных температурных изменений используется чаще всего палеоботанический материал, что определяется тесной связью между климатом и растительным покровом.

Для палеоклиматических реконструкции территории Южного Кавказа в пределах Азербайджана были использованы наиболее информативные спорово-пыльцевые спектрыболее 10 разрезов, расположенных в различных высотных поясах (от 0 до 1000м н.ур.м.).

К позднему плейстоцену (125 – 15 тыс. л.н.)относятся отложения верхнехазарского (Микулинское межледниковье, рисс-вюрм) и нижнехвалынского (Валдайский ледниковый период, вюрм) подгоризонтов по Каспийской шкале.

Растительные комплексы позднехазарского времени, по спорово-пыльцевым спектрам разрезов, расположенным на холмисто-волнистых равнинах Абшеронского полуострова и Самур-Дивичинской низменности (абсолютной высотой не более 100м.н.ур.м.) представлены полынно-злаково-разнотравными ценозами с участием сосны (вероятнее всего *Pinuseldarica*). Естественный ареал произрастания сосны эльдарской находится на хребте Элляр-оюгу (400-500м.н.ур.м.) в Эльдарской степи на правом берегу реки Габырры (Иори). Лимитирующим фактором распространения сосны сейчас является недостаточное атмосферное увлажнение и количество осадков на равнинах (до 200мм). Современным аналогом, близким к растительности позднего хазара можно считать район Эльдарской степи, который располагается гипсометрически выше, следовательно, происходило снижение высотных поясов порядка на 200-300м.Современные характеристики основных элементов климата этого региона (1^{o}С январские, 25^{o}С июльские, среднегодовое количество осадков 400 мм)позволили использовать их в качестве палеоклиматических реконструкций эпохи позднего хазара для равнинных территорий. Температуры для данного отрезка времени были немного ниже современных (в основном июльские, на 1-2^{o}С),годовое количество осадков превышало современные на 100-200 мм.

Растительные комплексы первой половины рисс-вюрмского (микулинского) межледниковья (125-100 тыс.л.н.) и гирканской (древнехвалынской) трансгрессии, а также финальной (конечной) стадии ашеля[2] представлены слоем 3 Азыха (272), и нижней зоной скважины № 9 (Вронский, 1976). Растительные комплексы Азыха характеризуется максимальным содержанием пыльцы дуба, граба, а также лапины, грецкого ореха, ольхи и снижением количества пыльцы березы и хмелеграба. Как показывают палинологические данные, лесной пояс тогда располагался на 200-300м выше, чем сейчас и пещера находилась в зоне широколиственных лесов. А это значит, что температуры были на 2-4° выше современных (Зеликсон, Губонина, 1985).

Вторую половину рисс-вюрмского (микулинского) межледниковья (100-75 тыс.л.н.) и гирканской (древнехвалынской) трансгрессии (раннее мустье характеризуют спектры вехнего горизонта слоя 3 Азыха и 1-ой зоной (ранний мустье) Таглара. Пещерная стоянка Таглар расположена в 3 км к юго-западу от пещеры Азых на левом склоне реки Куручай (абс. выс. 700 м).В основании мустьерских слоев (зона 1) здесь выделяется зона березы, грабинника и хмелеграба, аналогичная, зона березы и хмелеграба выделяется и в спектрах пещеры Азых. В настоящее время хмелеграб не произрастает на территории Азербайджана, ближайшим местом произрастания самостоятельных хмелеграбовых ценозов является высокогорный район Боржоми, а более отдаленным – северная Италия. Современные температурные показатели в этих регионах в верхнем горном поясе на границе с субальпийским составляют -2, -4^{o}С в январе и 16-18^{o}С в июле с высоким количеством среднегодовых осадков более 1000 мм (Зеликсон, Губонина, 1985). Береза на Кавказе почти везде произрастает по альпийской границе распространения леса. В восточной части Южного Кавказа нижняя граница субальпийского пояса проходит на высоте 1800 м. Соответственно, в это время обе пещеры находились в верхнем лесном поясе на границе с субальпийским и динамика границ высотных поясов составляла около 800 – 1000 м

Палинокомплесы раннего стадиала вюрмского (валдайского) оледенения (75-32 тыс. л.н.) и ательской регрессии представлены в разрезе Кашкачай (1000 м н.ур.м.) – южный склон Большого Кавказа, зоной дубово-буково-грабовых лесов с участием березы. Каштаново-буковые леса с примесью липы, клена, хурмы на границе с низкогорными ольхово-лапиновыми лесами составляют современную растительность в этом горном поясе. Присутствие в палинокомплексе представителей верхнего лесного пояса – бука и березы явно свидетельствует о снижении верхней границы лесного пояса. Нижняя граница распространения буковых лесов здесь проходит на высоте 2000 м.Районом аналогом этого комплекса является одноименный район вблизи границы субальпийскогои верхнего лесного горных поясов, расположенный гипсометрически на 1000м выше данного разреза. Именно на такую величину и происходило снижение границ высотных поясов.Климат был более холодным (температуры на 3-4°С ниже современных) и менее влажным (осадков на 200мм в год больше, чем сейчас), чем ранее.

Нижние палинозоны разрезов Шабранчай (200 м н.ур.м., северо-восточные склоны Большого Кавказа), Алибейли(600 м н.ур.м., южное предгорье Малого Кавказа–Карабах-Зангезурская область) соответствуют теплому (брянскому, денекамп) интерстадиалу и раннехвалынской трансгрессии(32-24 тыс. л.н.). Зоны, указывающие на потепление – это зона дуба, граба и интразональных элементов – вяза и ольхи в разрезе Шабранчай (Мамедов и др., 1991). Для этой зоны характерно отсутствие пыльцы березы, которая появляется в отложениях выше по разрезу. В настоящее время нижняя граница дубово-грабовых и грабовых лесов на северо-восточных склонах Большого Кавказа проходит на высоте 400-500 м, что на 200-300 метров выше, чем в эпоху раннехвалынской трансгрессии (брянский интерстадиал).

О потеплении свидетельствует зонадуба и бука с участием сосны и ели и единичных зерен пыльцы березы и хмелеграба в разрезе Алибейли, расположенном сейчас в области вторичной и культурной растительности на месте шибляка и аридного редколесья имеет район аналог за пределами республики. Если сосна крючковатая (*Pinuskochiana*) редкими пятнами еще произрастает на Малом и Большом Кавказе, то ель отсутствует во флоре Азербайджана. Восточной границей ареала ели на Кавказе является северный склонТриалетского хребта у верховий реки Алгети возле поселка Манглиси (Холявко и др.,1978).Фактором препятствующим распространение ели на восток является континентальный и аридный климат Восточной части Южного Кавказа. Количество осадков в зоне распространения еловых лесов в Восточной и Юго-Восточной части Южного Кавказа « в сред-

[2] Верхний рубеж культуры ашель, являющийся ее границей с культурой мустье датируется около 100 тыс. л. н. (55).

нем горном поясе колеблется от 576 до 788 мм» (Гулисашвилии др.,1975). Еще в 1964 году Гулисашвили В.З. высказывал предположение, что причиной исчезновения ели восточнее ее современного ареала является влияние одной из межледниковых ксеротермических фаз в прошлом. Это предположение, как видно, нашло свое подтверждение. Такое же заключение можно выдвинуть и относительно высокогорной лесообразующей породы – бука. Умеренный тип климата с достаточным увлажнением в Карабах-Зангезурской области отличается и достаточной континентальностью, вследствие чего здесь в настоящее время не произрастает бук восточный. Бук считается породой морского климата с высокой относительной влажностью воздуха (не менее 70%) и количеством осадков более 450 мм в год. Участие ели и бука в древостоев эпоху раннехвалынской трансгрессии, свидетельствует о повышении увлажнения относительно современного периода, порядка на 200 мм. Оптимальные основные температуры произрастания ели восточной (января – 5^{o}С, июля 15-18^{o}С) и бука восточного (января – 2^{o}С, июля 18^{o}С) были взяты за климатические условия эпохи раннего хвалына.

Снижение границ высотных поясов в этот отрезок времени составляло примерно 400-500м. Климат был прохладнее (температуры на 2-3° ниже) и влажнее (осадков на 200 мм в год больше) современного.

Поздний стадиал вюрмского (валдайского) оледенения и енотаевской регрессии (22-15 тыс.л.н.) характеризуется средней палинозоной разреза Алибейли – зоной березы, хмелеграба и можжевельника и снижением пыльцы всех остальных древесных и травянистых пород. Наличие березово-хмелеграбовых лесов на высотном уровне разреза – 600 м.н.ур.м., свидетельствует о наибольшем за весь период позднего плейстоцена снижении и сужении границ высотных поясов, примерно на 1500 м ниже современнных. Это свидетельствует об очень суровых и одновременно сухих условиях, количественные показатели климата были значительно ниже современных: января на 5^{o}С, июля на 10-11°С, а годовое количество осадков на 200 мм меньше.

Таким образом, в позднем плейстоцене Южного Кавказа в пределах Азербайджана выделяется шесть климатических фаз: три холодных, соответствующие ранне-, средне- и поздневалдайским стадиалам последнего ледникового периода и три теплых, приходящиеся соответственно один на микулинское межледниковье и два – на интерстадиалы средне- и поздневалдайского времени. В общей тенденции похолодания и аридизации климата наиболее сухим и холодным является время поздневалдайского оледенения, наиболее влажной эпоха – позднехвалынской трансгрессии (брянский интерстадиал).

Смещение границ высотных поясов, выявляемых по растительности горных территорий является важным критерием для палеоклиматических реконструкций. Наибольшее смещение границ высотных поясов вниз, порядка на 1500 м происходило в период поздневалдайского оледенения.

Список литературы:

Вронский В.А. Маринопалинология южных морей Ростов-на-Дону: РГУ. 1976. 200 с.

Гулисашвили В.З., Махатадзе Л.Б., Прилипко Л.И. Растительность Кавказа. М.: Наука, 1975. – 233 с

Гулисашвили В.З. Природные зоны и естественно исторические области Кавказа. М.»Наука», 262 с.

Зеликсон Э.М., Губонина З.П. Смещение высотной поясности, как основа реконструкции климатических изменений в горных странах / Методы реконструкции палеоклиматов. Москва: Наука. 1985. – С.2 9-38.

Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография. Отв. Ред. Величко. Вып. 3, Москва, ГЕОС, 2010, 220 с.

Мамедов А.В., Велиев С.С., Тагиева Е.Н. Климат Азебайджана в позднем плейстоцене. Известия АН Азербайджана. Серия наук о Земле, 199. – , № 3-4. – с.35-38.

Холявко В.С., Глоба-Михайленко Д.А., Холявко Е.С.Атлас древесных пород Кавказа. М.: Лесная промышленность, 1978. – 215 с.

НЕФРИТОВЫЕ ВАЛУНЫ И ИСТОКИ НЕФРИТОВОЙ КУЛЬТУРЫ НАРОДОВ АЗИИ И АМЕРИКИ

Т.Т. Тайсаев, С.С. Леонова

Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия, taisaev@bsu.ru

NEPHRITE BOULDERS AND ORIGIN OF NEPHRITE CULTURE AMONG ASIA AND AMERICA NATIONS

T.T. Taysaev, S.S. Leonova, Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

История использования нефрита уходит своими корнями в каменный век. В палеолите человек изготавливал грубые ручные рубила из нефрита. Древний человек находил гальку и валуны нефрита в аллювии рек. В Восточном Саяне первооткрывателями нефритовый валунов и гальки были сойоты – коренные жители района, главным занятием которых являлась охота. В Новой Зеландии первооткрывателями валунов зеленого нефрита были коренные жители – маори, в Южной Америке – индейские племена (ацтеки и майя). Истоки нефритовой культуры Китая и народов Прибайкалья связаны с использованием нефритовых валунов Восточного Туркестана, Восточного Саяна, Прибайкалья и других регионов.

Сойоты являются потомками самодийцев, живших в Восточном Саяне на рубеже конца неолита-начала бронзового века. Места проживания сойотов представляют собой высокогорные ландшафты рудных полей богатых зверем, где сформировались охотничьи угодья с россыпями нефрита, гальку и валуны которого собирали сойоты. Они издавна использовали нефрит в качестве орудий труда, изготовления домашней утвари и украше-

ний одежды. Сойоты продавали китайцам и монголам зеленый нефрит, лазурит. По следам и рассказам охотников-сойотов в течение десяти лет командированный Госдепартаментом в 1851 году из Петербурга Г.М.Пермикин опоисковал русла рек Китой, Онот, Урик, Ока, Белая, где обнаружил валуны нефрита (Николаев, 1995). Так, вторично были выявлены валуны саянского нефрита в долинах этих рек. Пермикин впервые провел поиски и добычу валунов нефрита, транспортировал их в Петербург. Для Петергофской гранильной фабрики было вывезено около 8 тонн валунного высококачественного густо-зеленого нефрита. Из валунов нефрита были впервые изготовлены крупные вазы и чаши, которые демонстрировались на всемирных выставках в Лондоне (1862 г.) и Париже (1967 г.). Долгие годы российские художники и мастера работали над изделиями из нефрита по древним китайским образцам, которые поступали в Петербург. Саянский нефрит (валуны и галька) открыл «Северный нефритовый путь» в России. В последние годы в России и за рубежом открыто много месторождений нефрита в ультрабазитах офиолитовых комплексов (Добрецов, 1983, 1985). Нефрит известен в офиолитовых комплексах Западного и Восточного Саяна, где особое значение имеют зоны серпентинитового меланжа в офиолитах, перспективных на поиски жадеита и нефрита. Крупные месторождения нефрита известны в Бурятии на территории Восточного Саяна (бассейны рек Китой, Урик, Белая, Онот) (Золото Бурятии…, 2004; Сутурин и др., 1973). Они расположены на западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Они были вскрыты в плейстоцене горными ледниками среди гипербазитов офиолитового меланжа в карах, цирках и трогах альпинотипных Бельских и Китойских гольцов. Нефритсодержащие серпентиниты в зонах новейших разломов под воздействием горных ледников быстро разрушились высвобождением нефритовых глыб. С активной ледниковой денудацией и аккумуляцией связано образование валунных и галечных нефритовых россыпей. При движении ледники в троговых долинах валуны нефрита истирались, сглаживались. Активная транспортировка и обработка нефритовых валунов происходила паводковыми водами и селями (Лапердин, Тржцинский, 1977).

В Прибайкалье высокого качества нефрит использовал древний человек (неолит-древняя бронза). Позже такой нефрит поступал в Китай. Древний человек в Прибайкалье использовал нефритовую гальку и валуны из россыпей указанных рек Восточного Саяна. В Прибайкалье, на западном побережье Байкала, в Приольхонье и на острове Ольхон и в верховье Амура обнаружены нефритовые изделия (Горюнова, 1975; Новиков, 2010). В могильниках бронзового века «Хужир-Нугэ» IV в., в бухте Саган-Нугэ (неолит-бронза), в селении Улан-Хада (мезолит) найдены нефритовые тесла, топоры, ножи, кольца, диски. На острове Ольхон в пещере Шаманского мыса найдены тесла, топоры, ножи из зеленого нефрита. По А.П. Окладникову(1995), в истории человека неолит-бронзового века Прибайкалья и Дальнего Востока возникла нефритовая культура, тесно связанная с китайской. В Китай поступали нефритовые валуны с Восточного Саяна.

В бронзовом веке Китай был связан с странами Запада караванными путями. В Китае основной поток валунов нефрита в древности поступал в Пекин по Шелковому пути из месторождений Восточного Туркестана – гор Куэнь-Луня, где известы коренные выходы и валуны светло-зеленого, бледно-зеленого и белого нефрита по долине р.Яркенда (Колесник, 1966). Китайцы добывали нефритовые валуны и поставляли в Пекин, где находились основные мастерские по изготовлению изделий из нефрита. В культуре Китая нефрит играет огромную роль.В Китае проникновение нефрита из юго-восточной Азии связано с буддийской культурой в V и VII веках. Буддизм утвердился второй государственной религией наряду с конфуцианством. В Китае появились статуи Будды из нефрита. Они известны в Бирме, Индонезии и Таиланде. В Китае трон Будды и трон Императора изготовлены из нефрита (Николаев, 1995; 1999). Особую ценность имеет белый нефрит. Высоко оценил нефрит 2450 лет назад Конфуций. Нефрит как самый ценный самоцвет пробуждает в человеке благородные мечты и лучшие чувства к созиданию.

В Британской Колумбии Арктической Америки был известен эскимосам по р.Шунгас («шунгас» – эскимосское – название нефрита) (Колесник, 1966). Валуны нефрита и разные изделия из него (орудия и украшения) встречаются на обширной территории Арктической Америки. В Калифорнии (США) известно нефритовое месторождение в рассланцованных серпентинитах.

В Мексике, Центральной и Южной Америке известны жадеитовые тела с жадеитовыми валунами. В Бразилии в археологических находках преобладают нефритовые изделия, включая нефритовое долото. В штате Аморгосс известны серо-зеленые нефритовые валуны.

Особо выделяется нефритовая культура маори Новой Зеландии. У маори зелёный нефрит ценился дороже золота, он был священным камнем высшей мудрости и символом власти (ElsdonBest, 1912). Вечные изделия из нефрита – топоры, ножи, наконечники для стрел и копий передавались по наследству от поколения к поколению. Нефрит в Новой Зеландии известен как Поунэму или Зеленый камень нефрит. После колонизации Новой Зеландии валуны нефрита, весом около 3 тонн, оказались в Нью-Йорке, в Англии, в Германии. Валуны нефрита в реках добывались после наводнений. Нефритовые валуны Новой Зеландии поступали в Китай.

Таким образом, валуны высококачественного нефрита определили зарождение очагов и центров нефритовой культуры. Такая культура возникла независимо на Американском и Азиатском континентах и острове Новая Зеландия. Выделяются центры нефритовых культур: индийская (юго-восточная Азия), китайская, новозеландская, калифорнийская (США), арктическая (Британская Колумбия), южно-американская и прибайкальская.

Нефритовая культура Китая играет ключевую роль в истории использования человеком нефрита, показывает яркий образец высокой художественной ценности изделий из нефрита. Школа этой культуры не имеет аналогов, она пока единственная. Китайская нефритовая школа имеет тысячелетий опыт оценки качества нефритовых валунов и их коренных источников.

Список литературы:

Горюнова О.И. Археология. Ольхонский район. Часть I: Остров Ольхон; О.И. Горюнова, В.В.Свинин – Иркутск: Аркон, 1995. – 142 с.

Добрецов Н.Л. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, А.В.Татаринов; – Новосибирск: Наука, 1983. – 127 с.

Добрецов Н.Л. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна. Рифейско-палеозойские офиолиты Северной Евразии / Н.Л.Добрецов, Конников Э.Г., Медведев В.Н. и др.; – Новосибирск: Наука, 1985. – С.34-57.

Золото Бурятии. Книга I. Структурно-металлогеническое районирование. Геологическое строение месторождений. Ресурсная оценка / П.А. Рошектаев и др.: отв.ред. В.И.Бахтин. – 2-е изд., перераб. и доп. – Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004. – 515 с.

Лапердин В.К. Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна / В.К. Лапердин, Ю.Б. Тржицкий – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.

Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. – 150 с.

Николаев Г. Великий Шелковый путь. Наука и жизнь, №9, 1999. По материалам журнала «BildderWissenschaft" Германи. – С.120-122.

Николаев С.М. Камни, мифы, легенды, суеверия. Новосибирск: «Наука» Сибирская издательская фирма РАН, 1995. – 352 с.

Новиков А.Г. Погребальные комплексы бронзового века Прибайкалья. Могильник Хужир-Нугэ IV / А.Г.Новиков, А.В.Вебер, О.И.Горюнова – Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2010. – 296 с.

Окладников А.П. Неолит и бронзовый век Прибайкалья / Окладников А.П., Москва: МИА, №438, 1995. – 194 с.

Сутурин А.Н., Якшин И.С., Замалетдинов Р.С. Месторождения нефрита в Восточном Саяне – В кн: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М: Наука, 1973. – С. 245-247.

Elsdon Best. The stone implements of the Maori. – 1912. – P.68.

МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ ЭПОХИ ПАЛЕОЛИТА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПРИ ВЫБОРЕ МЕСТ СТОЯНОК (ПО МАТЕРИАЛАМ ПОДЗВОНКОЙ)

В.И. Ташак[1], Ю.Е. Антонова[2]

[1]*Институт монголоведения, буддологии и тибетологии СО РАН, Улан-Удэ, Россия,* tvi1960@mail.ru

[2]*Музей Бурятского научного центра СО РАН, Улан-Удэ, Россия,* yulya_an@mail.ru

BEHAVIOUR PATTERN OF PALAEOLITHIC POPULATION IN WESTERN TRANSBAIKAL IN CHOOSING PLACES FOR SETTLEMENTS (ON MATERIALS OF PODZVONKAYA SITE)

V.I. Tashak, Institute of Mongolian, Buddhist and Tibetan studies SB RAS, Ulan-Ude, Russia;
Yu.E. Antonova, Museum of Buryat Scientific Centre SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Влияние природной среды на материальную культуруможно проследить на всех этапах развития человека, который вырабатывал свои поведенческие модели, учитывая помимо других факторов и природно-климатические условия.В данной статье представлена модель освоения территории древним человеком с точки зрения преференций в выборе места организации поселения и проведения хозяйственной деятельности по материалам поселения верхнего палеолита Подзвонкая юга Западного Забайкалья.Данный район характеризуется сочетанием степных долин с залесенными горными хребтами, что обусловлено рельефом Селенгинского среднегорья. Речные долиныразличной ширины, многочисленными ответвлениями разделяющие хребты среднегорья и, преимущественно представленные степными участками, формируют своеобразные контактные зоны. Борта речных долин и широких распадков, представленные подгорными шлейфами или речными террасами, как раз и являются пограничной линией между долинами с луговой и степной растительностью и горными склонами, в разной степени покрытыми древесной растительностью. Именно с этими пограничными участками гор и долин связано большинство верхнепалеолитических местонахождений Западного Забайкалья.

В данной работе предлагается к рассмотрению ряд вопросов, связанных с освоением древним населением одного из таких пограничных участков на юге Западного Забайкалья, известного в археологической литературе как местонахождение эпохи палеолита – Подзвонкая. Палеолитическое поселение Подзвонкая – один из крупнейших археологических памятников начального этапа верхнего палеолита Западного Забайкалья, расположено в широком распадке гористого левобережного борта долины р. Тамир (Кяхтинский район, Республика Бурятия) и связано с пологими подгорными шлейфами южной экспозиции (Ташак, 1993, 1996).

В ходе многолетних работ выявлено 4 самостоятельных участка с погребенными археологическими материалами, названные комплексы – Восточный, Западный, Юго-Восточный и Нижний. Вся совокупность археологических объектов эпохи палеолита этой местности рассматривается как единый археологический ансамбль, состоящий из отдельных объектов-комплексов, демонстрирующих развитие единой материальной культуры древнего человека в эпоху раннего верхнего палеолита. Археологические материалы характеризуются подавляющим в количественном отношении использованием крупных пластин в качестве заготовок для изготовления орудий, чтодает возможность отнести данное поселение к ярким представителям толбагинской культуры Западного Забайкалья. В основе исследования лежит комплекс ранее полученных естественно-научных данных для Восточного и Юго-Восточного комплексов (Ташак, Калмыков, 2000; Ташак, Савинова,

2009), а также новые результаты спорово-пыльцевого анализа Нижнего и Восточного комплексов (палинолог С.А. Решетова).

Хронологические исследования материалов Подзвонкой проводились неоднократно и хорошо представлены в литературе (Ташак, 2000; 2002; 2011). По радиоуглеродным данным мы можем говорить, что комплексы Подзвонкой представляют разные хронологические срезы развития материальной культуры, зафиксированной на этом поселении. Наиболее архаичные материалы, как по радиоуглеродным датировкам, так по общему облику каменной индустрии, зафиксированы в Нижнем комплексе (более 40 тыс.л.н.), Восточный и Юго-Восточный комплексы демонстрируют примерно один период, следующий этап в развитии (около 37 тыс.л.н.).

Говоря о природной обстановке Нижнего комплекса во время обитания здесь древнего человека (4 литологический слой, 2 культурный горизонт), необходимо дополнительно остановиться на предшествующем периоде. Пятый слой нижнего комплекса представляет собой суглинки с ярко выраженной слоистостью в виде тонких и бледных по цвету линзочек коричневато-палевых суглинков. По внешним характеристикам этот слой может быть сопоставлен с верхней частью 7-го слоя Юго-Восточного комплекса, для которого получены данные по спорово-пыльцевому анализу. Спорово-пыльцевой спектр этих отложений характеризуется доминированием пыльцы древесно-кустарниковых пород (66 %), для этого времени реконструируются берёзовые, сосново-берёзовые леса.На момент начала освоения древним человеком территории в местности Подзвонкая, к периоду 42 – 44 тыс.л.н. (4 слой Нижнего комплекса) (Ташак, 2014)природно-климатическая ситуация несколько меняется. По палинологическим данным фиксируется сокращение пыльцы древесно-кустарниковых пород до 33 %, ландшафты характеризуются как степные с растительностью, в основной массе, из злаковых ассоциаций с участием марево-полынных и сложноцветных группировок. Подолине могли быть распространены ассоциации из ольхи и ольховника, кустарниковой берёзки, на склонах – сосны и берёзы. Учитывая, что местоположение Нижнего комплекса приурочено к подгорному шлейфу, можно предполагать, что стоянка древнего человека приходилась как раз на пограничный участок распространения леса, располагаясь по его кромке, но находясь, все же, в зоне открытого пространства.

Следующий период пребывания человека на Подзвонкой связан с материалами Восточного и Юго-Восточного комплексов, датирующихся радиоуглеродным методом в пределах 36 – 39 тыс. л.н.Материалы Восточного комплекса заключены в слои 10, 11, 12 (суглинки цветаот палево-желтого до тёмно-серого). Материалы Юго-Восточного комплекса залегают в серо-красноватых суглинках с иловатыми прослойкамислоёв 4 (уровень 4в) и 5 (Ташак, Савинова, 2009). Для обоих комплексов наблюдается дальнейшее сокращение лесных массивов. В Восточном комплекседля слоя 12 (культурный горизонт 3), по новым данным (ранее спектр этого слоя был непредставительным), получен спорово-пыльцевой спектр с подавляющим преобладанием пыльцы травы (99 %).Реконструируются открытые ландшафты со злаковыми степными ассоциациями в условиях холодного климата. Более благоприятные условия мы можем предполагать по данным спорово-пыльцевого анализа культуросодержащих слоев Юго-Восточного комплекса. По сравнению с Нижним комплексом, здесь также наблюдается сокращение количества пыльцы древесно-кустарниковой растительности (до 25 %), которая представлена в основном берёзами и ольховниками. По расположению, Восточный и Юго-Восточный комплексы находятся в глубине распадка, в 170 – 200 м восточнее Нижнего комплекса. Поселения этого периода организуются на открытом пространстве, однако, вероятно, максимально близко к кромке леса (редколесья).

По результатам палеопедологических исследований Восточного комплекса были выделены две погребенные почвы. Вторая погребенная почва была сопоставлена с пачкой отложений, представленных суглинками (9 – 12 слои). Вместе с тем следует отметить, что отбор образцов грунта для палеопедологического анализа производился в 1995 г., когда толща 3-го культурного горизонта ещё не была вскрыта. Исследовалась только кровля 3-го культурного горизонта, сильно деформированная и изобилующая включениями 9-го и 10-го литологических слоёв. Поэтому основу аналитической базы по второй погребённой почве составили отложения 9-го слоя, а это значительно повлияло на результаты. Другими словами, именно 9-й слой дал основу для выводов по всей толще, что не верно.Условия формирования древней почвы определяются как влажные, а обстановка – близкая к лесной, лесостепной саванного типа.Как раз эти данные входят в противоречие с результатами спорово-пыльцевого анализа Восточного комплекса (12 слой). Повторимся, вторая погребенная почва связана не с 12 слоем, а с 9-м, где как раз и наблюдается увеличение древесной растительности.

Отложения, перекрывающие культурные горизонты в Восточном и Юго-Восточном комплексах, представлены суглинками серо-беловатого (Восточный комплекс, 9 слой) и бледно-палевого (Юго-Восточный комплекс, 3 слой) цвета. Спорово-пыльцевые спектры этих слоев указывают на преобладание лесного покрова (69 % и 60 %). Третий слой Юго-Восточного комплекса не содержит археологических материалов, в 9 слое Восточного комплекса археологический материал переотложен. Предполагаем что, лесные пространства не привлекали древних обитателей Подзвонкой в качестве места для организации поселений.

Обобщая приведенные выше данные, можно говорить о следующем:

1. Представленные климатические колебания, выраженные в расширении – сокращении лесного покрова, не противоречат общей климатической ситуации, зафиксированной по данным озерных отложений (оз. Котокель). По котокельским кернам (по: Bezrukova et al., 2010) для периода 47 – 30 тыс. л.н. зафиксированы суровые природно-климатические условия и распространение тундростепных ландшафтов с сохранением небольших участков с разнообразным лесным покровом. Выявлено два периода смягчения климата (45 – 42 тыс. л.н. и 35 – 31 тыс. л.н.),в течение которых происходило увеличение площади лесного покрова.Поселение на Нижнем комплексе приходится на первый период смягчения климата, а поселения на Юго-Восточном и Восточном – в промежуток между этими периодами, когда происходит сокращение лесного массива. Слои, перекрывающие куль-

туровмещающие отложения на последних двух комплексах и содержащие преимущественно пыльцу древесно-кустарниковой растительности, формировались, вероятно, в период 35 – 31 тыс.л.н.

2. По сочетанию расположения поселений Подзвонкой с окружающей обстановкой ясно наблюдается предпочтение открытого пространства при выборе места под организацию поселения. В слоях с доминированием древесно-кустарниковых растений, археологических материалов не обнаружено. В то же время мы видим приуроченность стоянки к пограничным зонам: горно-долинные, лесостепные участки. Можно предполагать расположение поселения на разных этапах развития культуры подзвонковцев по кромке лесных массивов.На первом этапе (Нижний комплекс), граница леса проходила ближе к пойменной части долины. На втором этапе (Восточный и Юго-Восточный комплексы) граница древесной растительности отступила в глубь распадка, и население стало обживать участки, расположенные выше и дальше от поймы речки. Близость лесных ландшафтов прослеживается и по палеонтологическим данным, где наряду со степными видами представлены обитатели лесов.

Список литературы:

Ташак В.И. Поселение Подзвонкая – памятник раннего этапа верхнего палеолита // Проблемы истории Бурятии. Тезисы и доклады науч.-практич. конференции. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1993. – С. 18 – 20.

Ташак В.И. Палеолитическое поселение Подзвонкая // Новые палеолитические памятники Забайкалья. – Чита, 1996. – С. 48 – 69.

Ташак В.И. Датирование верхнепалеолитического поселения Подзвонкая и начало верхнего палеолита на юге Бурятии // Проблемы истории и культуры кочевых цивилизаций Центральной Азии; Археология. Этнология. – Улан-Удэ: Издательство БНЦ СО РАН, 2000. – С. 25 – 29.

Ташак В.И. Подзвонкая: палеолитические материалы Нижнего комплекса (Республика Бурятия) // Археология и культурная антропология Дальнего Востока и Центральной Азии. – Владивосток: ДВО РАН, 2002. – С. 25 – 33.

Ташак В.И. Хронология раннего этапа верхнего палеолита Западного Забайкалья (по материалам Подзвонкой) // Российский археологический ежегодник. № 1. – 2011. – С. 100 – 110.

Ташак В.И. Становление раннего верхнего палеолита Западного Забайкалья // STRATUM plus. – 2014. – № 1. – С. 149 – 164.

Ташак В.И., Калмыков Н.П. Среда обитания населения юга Бурятии в начале верхнего палеолита // Каменный век Южной Сибири и Монголии: теоретические проблемы и новые открытия. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. – С. 22 – 28.

Ташак В.И., Савинова В.В. Природная обстановка на юге Западного Забайкалья в финале плейстоцена – голоцене (по материалам Подзвонкой) // Известия Лаборатории древних технологий. – Иркутск: Изд-во ИРГТУ, 2009. – Вып. 7. – С. 39 – 51.

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K. and Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2010. – № 296 (1-2). – P. 185–198.

КЛИМАТИЧЕСКИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РЕЧНЫХ ТЕРРАС И ДРЕНАЖНЫХ БАССЕЙНОВ

Арк.В. Тевелев

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, tevelev@geol.msu.ru

CLIMATE AND TECTONIC CONTROL OF EDUCATION RIVER TERRACES AND DRAINAGE BASINS

Ark.V. Tevelev, M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia,

Уникальность аллювия для идентификации древних климатических обстановок заключается в том, что аллювиальные постройки являются продуктом направленной климатической эволюции и, следовательно, климатическими индикаторами (Тевелев, 2014). Довольно сложная модель формирования аллювиальной постройки основана на хорошо проверенном предположении, что развитие аллювия каждой террасы начинается в *теплое и* влажное время (межледниковье), а заканчивается в холодное и сухое (ледниковье). Предполагается, что начальный этап врезания потока в «застывшую» долину связан с резким потеплением климата на старте межледниковья, когда при таянии ледников высвобождается значительное количество воды, а базисы эрозии какое-то время остаются пониженными. В это время формируется сложный и крайне неоднородный комплекс пород, который обобщенно называется инстративным аллювием. При уравновешивании флювиальной системы, которое во времени примерно соответствуетоптимуму межледниковья, долина выравнивается.Русловая система превращается в полно-меандрирующую,часто типа riffle-and-pool, и заполняется толщами латеральной аккреции. Эта фаза в терминологии В.В. Ламакина называется фазой перестилаемых отложений (Ламакин,1950), а в других моделях – субстративной или базальной. Далее осадконакопление приобретает ритмичный характер, что соответствует длительному рекурсивному похолоданию после оптимума. В каждую пару эпизодов потепления – похолодания в долине в малом масштабе проявляется аллювиальный цикл с начальными «теплыми» врезами и латеральной аккумуляцией, «прохладной» аггрдацией и «холодной» пойменной планацией. При неоднородном окончании этого процесса в разных частях долины образуются целые серии близких по высоте пойменных террас. Аллювий, формирующийся на этом этапе, классифицируется как констративный. Ближе к максимуму

похолодания водность потока резко уменьшается, и долина выравнивается тонким покровным чехлом, который обычно называют «перстративным аллювием», но который, в реальности, может быть представлен не аллювиальными фациями. Следующее потепление приводит к очередному этапу врезания русла, выводу поймы из зоны паводковойседиментации и превращению ее в террасу.

В долинах с постоянным ресурсом водного питания, озерного или горно-ледникового, и с однородным геоморфологическим окружением, эти изменения могут синхронно захватывать значительную часть долины (Макарова и др., 2007). Однако в нормальном случае такого произойти не может. За счет локальных воздействий разной природы долина неизбежно приобретает сегментированный, четковидный облик, со ступенчатым продольным профилем, с узкими сегментами порой каньонного типа и долинными расширениями (Маккавеев, 2003). Эти сегменты имеютразную гидродинамику. Из-за более высокой скорости течения и большей осадочной нагрузкиканьонные участки будет оставаться более крутыми неопределенно долгое время. Как показывают наблюдения, в них формируются либо донные песчано-гравийные бары, либо, при меньшей энергии потока, системы меандровых латеральных баров (кос), захватывающих все днище каньона. В принятой классификации динамических фаз аллювия первые принадлежат субстративному и частично к инстративному аллювию, вторые – это классический перстративныйаллювий (аллювий переслаивания). На границах каньонов и долинных расширенийобразуются перегибы – своеобразные внутренние конусы выноса с ветвящимися русловыми системами.При таких условиях возможна длительная вертикальная аградация аллювиального материала в расширенных участках долины. Другими словами, здесь может накапливаться разнофациальный аллювий значительной мощности. По динамическим характеристикам этот аллювий относится к типу констративного. Таким образом, все динамические фации аллювия могут формироваться в долине одновременно, как это и устанавливал В.В. Ломакин, и при этом, участки разного динамического режима обычно смещаются вниз по реке.

Это обстоятельство заставляет комбинировать при создании общей модели аллювиальных террас климатические и локальные структурные и седиментационные факторы. В этой модели предполагается, что за образование аллювиальных построек в наибольшей степени ответственны фундаментальные климатические изменения, контролирующие режим осадочного нагружения, транспорта и разгрузки водных потоков. В итоге, любая аллювиальная динамическая обстановка выражается в бюджете привноса и выноса осадочного материала на определенном отрезке долины. Режим осадочного нагружения интегрирует такие параметры, как конфигурация и водность дренажного бассейна, уровень базиса эрозии, средний размер обломочного материала в потоке, сбалансированность или разбалансированность продольного профиля долины. Неоднородность среды в пределах долины морфологически проявляется в ее сегментация на отдельные домены, в каждом из которых вырабатывается свой локальный профиль равновесия. Как и общий долинный профиль, доменные профили имеют более крутой и узкий эрозионный участок наверху, более широкий «равновесный» участок в центральной части и участок накопления в окончании. По некоторым подсчетам, длина доменов первого порядка в среднем примерно в 200 раз превышает ширину русла.В каждом домене в полной мере проявлены описанные выше зависимости режима аллювиальной седиментации от климатических, тектонических и прочих внешних условий. Со следующим вниз по течению доменом он сочленяется отчетливым перегибом, в котором рано или поздно вырабатывается поперечный уступ или поперечная терраса. При попятном врезании русла в пределах домена эта терраса становится долинной.

Наличие явных системных зависимостей параметров седиментации в долине от строения ее дренажного бассейна (Penck, 1894) предполагает изучение природы и механизмов их взаимодействия. Дренажные (или водосборные) бассейны рек, находящихся в относительно подвижных тектонических областях, являются важнейшими морфологическими элементами неотектонической структуры. Облик дренажных бассейнов и распределение в них осадочного материала зависят, главным образом, от тектонических, структурных и климатических факторов.

Тектонические факторы включают как региональный тектонический фон, так и новейшие смещения во вновь образованных или ремобилизованных структурах. Первые существенно определяют соотношение эрозии и аккумуляции в дренажном бассейне и в его элементах, и через цепь управляющих экзогенных процессов контролируют долговременную устойчивость или изменчивость продольного профиля рек бассейна. Новейшие локальные смещения ответственны за морфологию бассейна, локальные вариации гидрологии отдельных составляющих бассейна и вариации его осадочного чехла.

Структурные факторы связаны, прежде всего, с неоднородностями субстрата области развития дренажного бассейна, которые, так или иначе, отражаются в его морфологических характеристиках, в составе и размерности обломочного материала, транспортируемого и перераспределяемого рекой, в локальных характеристиках водного режима.

Климатические факторы контролируют общую гидрологию бассейнов, реальные возможности водотоков к перемещению обломочного материала, объемы склонового сноса, определяют общее количество материала, вовлеченного в водный трансфер и общую экологию бассейна. Влияние климатических воздействий обнаруживается в формах переноса и распределения осадков по центральной долине и ее составляющим, в характерных осадочных структурах и литофациях, в строение террасового аллювия и спорово-пыльцевых спектрах долинных отложений.

В морфологическом плане, любые воздействия перечисленных модифицирующих факторов отражаются в изменениях конфигурации продольного профиля главной долины бассейна, в характере сегментации долины и в типах русловых систем. Анализ получаемых данных и сравнение их с модельными параметрами позволяет выявить проблемные участки долины, где ее гидрология, фациальные наборы осадков и строение продольного

профиля отличаются от ожидаемых. «Ожидаемые» особенности, о которых идет речь, это следствия стандартных моделей, описывающих различные аспекты развития дренажных бассейнов.

Проведенный на этих основаниях детальный анализ дренажного бассейна р. БольшаяАрша (Южный Урал), его четвертичного чехла и рельефа, обнаруживает сложные зависимости между тектоническим строением района, его морфологией, новейшими деформациями, и распределением обломочного материала в речных бассейнах.

В первую очередь параметры осадочного заполнения долин контролируются их сегментированностью и ориентировкой сегментов долин относительно тектонической зональности. В продольных сегментах наблюдаются повышенные скорости потока, меандрирующие до сплетенных русловые системы, резкая поперечная дифференциация материала и четкая террасированность долины. Поперечные сегменты обычно подпружены молодыми структурными поднятиями, они завалены тонким материалом, русла в них интенсивно, но мелко меандрирующие, нормальной террасированности не наблюдается.

Региональный тектонический фон определяет пространственное распределение главных морфологических элементов региона, устойчивую ступенчатость рельефа и объемы высвобождаемого для переноса обломочного материала. Эти факторы оказываются исключительно важными для длительного поддержания крутизны продольного профиля, скорости течения потока, объема переносимого материала и типа его осадочного структурирования.

Добавочные проблемы вносят перестройки речной сети, перехваты притоков основной долины, смещения устьев притоков, монотонные неотектонические погружения и поднятия сегментов долины, интенсивная модификациядолин климатически обусловленными не флювиальными процессами, например эоловой седиментацией в ледниковые эпохи. Геологическая интерпретация проблемных участков дренажных бассейнов дает ключ к пониманию процессов их формирования и адаптации их характеристик к особенностям среды образования.

Список литературы:

PenckA.Morphologie der Erdoberfläche.Stuttgart, J. Engelhorn. – 1894. – 1167 p.

Тевелев А.В. Надпотоковая эрозия, террасы вскрытия и динамическая интерпретация аллювиальных образований // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2014. – № 1. – С. 24-34

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Географический факультет МГУ, 2003 (1955) – 355 с.

Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений // «Землеведение» МОИП. – 1950. – Т.III. – С. 161 – 168.

Макарова Н.В., Чистяков А.А., Макаров В.И., Акинин Б.Е. Закономерности формирования мощности аллювия горных рек // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2008. – № 68. – С. 70-8

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО УРАЛА

Арк.В. Тевелев, Г.Н. Шилова, И.А. Прудников, А.О. Хортылев, Ал.В. Тевелев
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
tevelev@geol.msu.ru, prydnikov@gmail.com, atevelev@rambler.ru

QUATERNARY OF NORTHERN SOUTH URAL

Ark.V. Tevelev, G.N. Shilov, I.A. Prudnikov, A.O. Hortylev, Al.V. Tevelev, M.V. Lomonosov
Moscow State University, Moscow, Russia

Район исследований расположен в самой северной части Южного Урала, на территории Кусино-Уфимского междуречья, где нами проводилось работы попрограмме ГДП-200 листа N-40-VI (Куса). С целью составления новой карты четвертичных образований листа было изучено геологическое и геоморфологическое строение территории, построена серия разномасштабных карт различного содержания, геологических и геоморфологических профилей, описаны и опробованы несколько десятков обнажений рыхлых пород, получены данные об их литологических, геохимических, минералогических и климатических характеристиках.

Четвертичные образования развиты в той или иной степени на всейтерритории листа N-40-VI. В связи с изменчивым рельефом территории, от средне или слабо расчлененных равнин его западной части до горных массивов центральной и, особенно, восточной его частей, фациальный состав и мощность четвертичных образований значительно варьирует по площади. Максимальные мощности вскрыты бурением в межгорных депрессиях, где они достигают нескольких десятков метров. В то же время на западных холмистых равнинах мощности четвертичных комплексов достаточно скромные. В целом район находится во внеледниковой области, краевая морена максимального среднеоплейстоценового ледника находится примерно в 150 км севернее границ листа. Однако влияние горных ледников, располагавшихся несколько южнее района, в наиболее высокой части южного Урала, мы предполагаем значительным.

В целом, набор четвертичных комплексов района включает: (1) наиболее древние элювиально-делювиальные образования водораздельных поверхностей выравнивания; (2) делювиальные, коллювиальные и десерпционные образования склонов поверхностей выравнивания и речных долин;(3) делювиально-пролювиальные образования нижних частей горных склонов; (4) аллювиальные иделювиально-аллювиальные

образования, слагающие надпойменные и пойменные террасы рек района; (5) лессовые и озерно-аллювиальные образования цоколя высоких террас; (6) озерные, болотные и смешанные образования нижних элементов рельефа; (7) техногенные образования.

Флювиальные образования

Аллювиальные и смешанные потоковые отложения слагают поймы и террасы речных долин; самые древние из них обнаруживаются на низких частных водоразделах, которые условно идентифицируются как 4 и 5 надпойменные террасы местных водотоков.Аллювиальные чехлы высоких поверхностей (уфимскогои более высоких уровней)сложены преимущественно грубыми кластитами, обычно хорошо окатанными, иногда расслоенными песками и даже суглинками. Органических остатков не содержат, и, в некоторых случаях, их отнесение к аллювию проблематично.

Осадочные толщи, вскрывающиеся в уступах третьей (исетекой) террасы, разнообразны. В центральной части листа, в долинах Большой и Малой Ургалы, Куинбаша, Ураима обнажается хорошо опознаваемая толща с условным названием «красные глины», в которой реально представлены разные породы: глины и суглинки красноцветные, пески полимиктовые, серые и кирпично-красные, погребенные почвы, горизонты грубых кластитов и пр., общей видимой мощности до14-16 м и более. Породы этого комплекса отличаются легкой размываемостью и, одновременно, способностью держать большие вертикальные уступы, что сближает их с лессами. Спорово-пыльцевые спектры контрастные. Наличие в нижней, средней и верхней частях разреза «теплых» межледниковых горизонтов (причем в нижней палинозоне с экзотами лихвинского времени), разделенных лессовидными толщами с наиболее холодными спектрами, не позволяет объединить породы в единую аллювиальную последовательность.Начало разреза видимо образовалось к первой половине среднего неоплейстоцена, а в более глубоких, погребенных слоях – может быть и раннего. В целом, описанные контрастные разрезы напоминают верхнюю часть европейского среднего плейстоцена (хольштейн – заале).

К аллювиальным отложениям верхней части среднего неоплейстоцена отнесены разнообразные в фациальном отношении толщи, слагающие третью (исетскую) террасу многих рек региона.Главными породами этого подразделения являются кластиты разного облика и разного происхождения, детально изученные в нескольких опорных разрезах в карьерах и уступах террас в долинах р. БольшаяАрша. На устьевом участки реки, в уступе ее правого берега, вскрыты в двух обнажениях мощные песчаные толщи с горизонтами грубых неокатанных кластитов видимой мощности 11-12 м, уходящие под урез Арши.Пески горизонтально слоистые, тонкоритмичные.Оба разреза резко отличаются в фациальном отношении от большинства других, известных на листе аллювиальных комплексов, и представляют, видимо, осадки дельт «холодных» потоков, сгружаемых в долинные озера.Возраст этой пачки по фациальным, спорово-пыльцевым и геоморфологическим признакам оценивается как средненеоплейстоценовый, и относится нами к его верхним горизонтам.

Мощные толщи сходных пород того же гипсометрического и стратиграфического уровня вскрыты в Никольском гравийном карьере на правом берегу Большой Арши, примерно в 700 м севернее устья Азяма. Породный комплекс, вскрытый в карьере, по составу необычен и представлен щебнистыми и дресвяными кластитами в песчаном, слегка глинистом матриксе, клиноформного облика, и напоминает пролювиальные образования. Возможно, это огромнаяпалеодельта Азяма. В погребенном залегании сходные по строению мощные кластитовые разрезы предположительно нижней половины среднего неоплейстоценавскрыты бурением в бассейне М. Арши под поверхностным делювием и аллювием второй террасы.

К нижней половине верхнего неоплейстоценаотнесены отложения, формирующие вторую, камышловскую террасу рек региона. Основными породами, слагающими эти отложения, являются пески, глины, алевриты, галечники, торфяники, лессы общей мощностью до 12 – 15 м. При этом высота террасы обычно не превышает 6-8 м, и во многих случаях по высотным характеристикам она слабо отличается как от первой (режевской) террасы, так и от третьей (исетской). Это связано с полифациальностью комплексов, выстраивающих тело второй террасы. Помимо собственно аллювиальных фаций, в ее строении участвуют болотные и озерные осадки, горизонты погребенных почв, лессовые и пролювиальные комплексы.

Разрезы аллювия камышловской террасы стрелецко-ханмейского возраста образованы в полустепной и степной зонах, в их спектрах превалируют кустарниково-травянистые группировки, иногда с ксерофитным уклоном. Содержания пыльцы широколиственных пород (граб, лещина, дуб, вяз, липа, клен, ясень) редко превышает 5%, почти непременно присутствуют полыни и лебедовые. В верхней части разреза обильна пыльца кедровой сосны, присутствует пыльца ели, сосны, березы, много пыльцы разнотравья (астровые, цикориевые, гвоздичные, свинчатковые) и полыни. Исчезновение пыльцы широколиственных пород, обилие пыльцы хвойных и разнотравья свидетельствуют о том, что верхние части разрезов сформировались при похолодании и увлажнении климата в переходной этап от стрелецкого (микулинского) оптимума к ханмейскому (калининскому) похолоданию

Аллювиальные отложения второй половины верхнего неоплейстоцена слагают первую (режевскую)террасу рек региона, их пойменные террасы и русла. Эти элементы развиты в речных долинах повсеместно. В составе пород преобладают суглинки, глины, пески, торфяники, галечникиобщей мощностью до 4-6 м и более. Как показывают единичные буровые профили долин главных рек района, пойменные образования вложены в аллювий первой террасы и образуют с ними единую толщу, которая подстилается уже коренными породами Мы полагаем, что такое строение верхней аллювиальной толщи связано с тем, что, в отличии от европейской части России, здесь наиболее холодной и мощной была первая (ханмейская) фаза последнего ледниковья, а в невьянско-голоценовое время резких аллювиальных перестроек не происходило.

Склоновые образования

Делювиальные образования, главным образом североуральского надгоризонта, залегают, как правило, в нижних частях коренных склонов, где формируют широкие пологие поверхности. Состав делювиальных образований тесно связан с составом субстрата, и меняется от суглинистых до песчано-дресвяныхфаций. Толщи иногда многослойные, с блоками элювиальных пород, общей мощностью до 4-6 м и более. На более высоких и крутых склонах развиты десерпционные образования нескольких генераций, Десерпционные толщи неоднородны и, в целом, представлены сложным сочетанием делювиальных, канальных, осыпных фаций с перемещенным механическим и физическим элювием, затронутых склоновым крипом, с выходами коренных пород и с перемещенными глыбами, щебнем местных пород, сцементированными бурой песчаной глиной. Образования подстилаются породами фундамента, ихмощность до 5 м. На привершинных склонах горных массивов картируются коллювиальные и смешанные образования мощностью иногда во много метров, в которых грубые,часто плохо сортированные кластиты, закономерно уложенные вдоль склонов, сочетаются с песчаными и глинистыми разностями,как правило, красноватого цвета.

Водораздельные покровы

На водораздельных, относительно пологих пространствах развиты смешанные элювиально-делювиальные образования, формирующие как минимум три поверхности выравнивания – нижнюю Кусинскую (e,dII-III), среднюю Азямскую (e,d I-III) и верхнюю Таганайскую (e,dP**).** На этих поверхностях, прикрытых, как правило, маломощными мелкоземными чехлами, распространены в разной степени элювиированные и дифференцированно смещенные коренные породы. В целом, отложения этого типапредставлены щебнем, дресвой, дресвяными песками, глинистыми песками, а также глинами и суглинками со щебнем коренных пород. Налегают они с большим стратиграфическим перерывом накоры выветривания или породы фундамента. Ниже бровок поверхностей выравнивания замещаются склоновыми образованиями. Мощность их покровной, главным образом делювиальной части достигает нескольких метров, а элювиальная составляющая меняется от нескольких дециметров до десятков метров на наиболее высоких кварцитовых и конгломератовых вершинах. Только в единичных случаях мы можем наблюдать «классическую» элювиальную последовательность от более или менее свежих пород к слабо элювиированным породам, сохраняющих первичную структуру, затем к хаотично разваленному элювию и, вверху, к уложенному, локально перемещенному элювию, который подстилает уже поверхностные образования. В большинстве случаев разрезы оказываются более сложными, и их облик сильно зависит от распределения горизонтов просачивания или промывания, которые контролируют степень дезинтеграции и выщелачивания пород. Структура элювиальных комплексов зависит также от состава материнских пород. Наиболее дифференцированные элювиально-делювиальные разрезы характерны для кластитовых свит рифея, девона и карбона, представленных, как правило, турбидитами.

БИОЗОНАЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ АЗИИ: РАЗВИТИЕ и ДЕТАЛИЗАЦИЯ

А.С. Тесаков[1], В.В.Титов[2], А.А. Бондарев[3], А.Н. Симакова [1], М.В. Сотникова[1], М.В. Синица [4], П.Д. Фролов[1], К.В. Домогацкая[5]

[1]*Геологический институт РАН,Москва, Россия,* tesak@ginras.ru

[2]*Институт аридных зон ЮНЦ РАН,Ростов-на-Дону, Россия,* vvtitov@yandex.ru

[3]*Омское региональное отделение Русского географического общества, Омск, Россия,* gilgamesh-lugal@mail.ru

Национальныйнаучно-природоведческий Музей НАН Украины, Киев, Украина, sinitsamax@gmail.com

[5]*Московский Государственный Университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия,* bagliores@gmail.com

BIOZONATION OF CONTINENTAL EARLY PLEISTOCEN OF EASTERN EUROPE AND WESTERN ASIA: DEVELOPMENT AND SPECIFICATION

A.S. Tesakov, A.N. Simakova, M.V. Sotnikova, P.D. FrolovGeological Institute RAS, Moscow, Russia;

V.V. Titov, Institute of Arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia;

M.V. Sinitsa, National Museum of Natural History of National Academy of Sciences, Kiev, Ukraine;

A.A. Bondarev, Omsk regional branch of Russian Geographical Society, Omsk, Russia;

K.V. Domogatskaya, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Биозональные шкалы по четвертичным млекопитающим разработаны для многих регионов Европы, Азии и Северной Америки (Martin, 1979; Agusti, 1986; Qui, 2006; Guerin, 2007; Вангенгейм и др., 2002 и др.). Основой выделения узких хронологических интервалов, отвечающих эволюционным стадиям в филетических линиях млекопитающих, является быстрая необратимая трансформация многих элементов четвертичной териофауны под влиянием резких направленных и циклических изменений климата в квартере. Биохронологические шкалы используют показаний «эволюционных биохронометров» и могут быть построены по разрозненным фаунам, даже лишенным геологического, но не эволюционного, контроля. По мере накопления информации о биостратиграфическом контексте фаунистических последовательностей, а также данных абсолютной геохронологии могут решаться вопросы об обосновании хроностратиграфических стратонов континентальной шкалы. Классической биохронологической зонацией является система комплексов крупных млекопитающих

В.И. Громова (1948), контролируемая стадиями эволюции мамонтоидных слонов. Постепенно биохроны В.И. Громова получали более комплексное обоснование (корреляционный, климато- и магнитостратиграфические характеристики и т.п.) и элементы биостратиграфических стратонов (типовые местонахождения, фауны). Система комплексов по млекопитающим для крупных регионов Северной Евразии строилась на тех же принципах и идентичных стадиях эволюции териофауны (Вангенгейм, 1977). В этой связи целесообразна унификация биохронов ранга комплекса для Евро-Сибирской палеозоогеографической провинции (Тесаков и др., 2009). Начиная с 60-х годах 20 века были предложены и комплексы по мелким млекопитающим (Шевченко, 1965). Их границы не всегда совпадали с границами «мегакомплексов» из-за несовпадения уровней перестроек мега- и микрофауны. Яркий пример – псекупский комплекс В.И.Громова, отвечающий биозоне южного слона *Archidiskodonmeridionalismeridionalis*, европейскому позднему виллафранку, концу гелазия и началу калабрия и одесский комплекс мелких млекопитающих, нижняя граница которого обоснована эволюционным и миграционным появлением некорнезубых полевок и проходит внутри псекупского комплекса. Дальнейшее развитие микротериокомплексов привело к появлению зональных шкал по мелким млекопитающим. В биозональной шкале квартера и позднего неогена Восточной Европы (зоны MQRи MNR), предложенной Э.А. Вангенгейм и др. (2002), использован принцип зон совместного обоснования. Это стало возможным благодаря хорошей изученности микротериофаун квартера(Зажигин, 1980; Маркова, 1982; Рековец, 1994; Тесаков, 2004; Агаджанян, 2009) и наличия нескольких быстро эволюционирующих филумов мелких млекопитающих. Ранний плейстоцен (2,58-1,81 млн. лет) характеризуется восемью зонами (Тесаков, Титов, 2013). Слабым местом биохронологических шкал является трудности в определении положения и датирования границ между зонами. Первоначальная схематичная картина последовательности биохронов должна уточняется накоплением нового материала по интервалам перехода между зональными ассоциациями.

Одна из самых отчетливых границ между этапами развития микротериофаун проходит вблизи границы гелазия и калабрия раннего плейстоцена. На этом рубеже преемственное с плиоцена развитие многочисленных филумов корнезубых полевок сменяется внезапным миграционным появлением некорнезубых полевок, которое вызвало вымирание автохтонных корнезубых таксонов и стало началом быстрой адаптивной радиации некорнезубых форм в калабрии. Эти события положены в основу характеристики одесского или раннетаманского комплексов и характеризуют границу зон MQR11/MNR1. За последнее время были открыты новые фауны, характеризующие этот интервал. Фауна местонахождения Южный (южная Украина) относится к псекупскому или позднехапровскому комплексу и содержит корнезубых лагурин *Borsodia*gr.*newtoni– arankoides* –индексную группу полевок зоны MNR1. Кроме того здесь зафиксирована древнейшая в Причерноморье находка сусликов *Urocitellusnogaici,* позволяющая ввести дополнительный критерий зоны и подтвердить, что FAD*Urocitellus*предшествует первому появлению некорнезубых полевок *Allphaiomys*(Тесаков, Синица, 2012). Другая новая фауна Бичакчи в Западной Турции, также содержит виды-индексы зоны MNR1 – *Borsodianewtoni* и *Mimomyspliocaenicus,* но также документирует и присутствие первых некорнезубых лагурин рода *Kalymnomys,* эндемиков эгейско-анатолийской зоны. Таким образом, автохтонное появление некорнезубости у лагурин *Kalymnomys* предшествует приобретению некорнезубости пеструшками *Prolagurus*и *Lagurodon* на главном евразийском ареале. Появление некорнезубых микротин *Allophaiomys*на значительной части Голарктики происходит миграционно в интервале 2,1-1,8 млн лет (Тесаков, 2004; Martinetal., 2008). Это событие характеризует зону MQR11, интервал совместного присутствия *Allophaiomys* и поздних корнезубых лагурин рода *Borsodia*. В некоторых фаунах, относимых к этой зоне (Тиздар 1, Крыжановка 4) присутствуют уже и первые редкие некорнезубые лагурины. В последние годы появились данные и о фаунах, включающих примитивных *Allophaiomysdeucalion* и гипсодонтных*Borsodia,* ноеще не содержащие некорнезубыхлагурин, например, Батурино А(Стефановский, Бородин, 2002). Близкая по возрасту новая фауна Исаковки (Омская область) также документирует ассоциацию *A. deucalion*и позднихгипсодонтных*Borsodia*(зона MQR11).

Таким образом, накопление данных по важным интервалам шкалы раннего плейстоцена позволяет проводить взаимопроверку фаунистических событий Северной Евразии и отличать события континентального масштаба от узко региональных фаунистических особенностей. Дальнейшая детализация биозональной схемы должна включать уточнение эволюционных критериев видов-индексов (например, переход от*A.deucalion*к *A.pliocaenicus*) и проверку их синхронности в разных регионах, а также введение новых фаунистических критериев (миграция сурков рода *Marmota*, уточнение системы хроновидов в эволюционной линии *Prolagurus*и др.). Необходимы также установление тесной корреляции событий для мелких и крупных млекопитающих и интеграция, в конечном итоге, биозональных шкал по всем группам млекопитающих.

Исследования поддержаны проектами РФФИ 15-05-03958, 15-04-02079.

Список литературы:

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской Равнины. – М.: Наука, 2008. – 676 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. – 171 с.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геологическая корреляция. –2001. – Т. 9. – № 3. – С. 76-88.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (Млекопитающие, палеолит) // Тр. ин-та геол. наук. Геол. Серия. –1948. – Вып. 64. – № 17. – 520 с.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. – 155 с.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. – 186 с.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. К.: Наукова Думка, 1994. –370 с.

Стефановский В.В., Бородин А.В. Опорный разрез эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена Южного Зауралья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2002. – Т.10. – № 4. – С.79-90.

Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) // Тр. Геол. Ин-та, – Т.554. М.: Наука, 2004. – 247 с.

Тесаков А.С., Синица М.В. Южный – Новое местонахождение мелких млекопитающих позднего плиоцена (поздний куяльник, гелазий) в Одесской области Украины // Палеонтологические исследования в усовершенствовании стратиграфических схем фанерозойских отложений. Материалы 34 сессии Палеонтологического общества НАН Украины (Днепропетровск, 28-31 мая 2012 г.). Киев. – С. 108-109.

Тесаков А.С., Титов В.В. Биостратиграфическая основа расчленения континентального нижнего плейстоцена (гелазий + калабрий) России // Труды VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». 10-15 июня 2013. Ростов-на-Дону, 2013. ЮНЦ РАН. – С. 628-630.

Тесаков А.С., Форонова И.В., Титов В.В., Вангенгейм Э.А., Байгушева В.С., Бородин А.В., Никольский П.А., Сотникова М.В., Яковлев А.Г. 2009. Комплексы млекопитающих четвертичного периода: биохроны как основа трансконтинентальных корреляций // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Мат. 6 Всеросс. совещ. по изуч. четверт. периода (г. Новосибирск, 19–23 октября, 2009 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 581-582.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. – С. 7-69.

Guerin C. Biozonationcontinentale du Plio-Pléistocèned'Europe et d'Asieoccidentale par les mammifères :état de la question et incidence sur les limitesTertiaire / Quaternaire et Plio/Pléistocène // Quaternaire. – 2007. – Vol. 18. – No. 1.– P. 23-33.

Martin L.D. The Biostratigraphy of Arvicoline Rodents in North America // Trans. Nebraska Acad. Sci. – 1979. – Vol. 8. – P.91-100.

Martin R.A., Pelaez-Campomanes P., et al. Rodent community change at the Pliocene–Pleistocene transition in southwestern Kansas and identification of the Microtus immigration event on the Central Great Plains // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2008. – Vol. 267. – P.196-207.

QiuZhanxiang. Quaternary environmental changes and evolution of large mammals in North China // Vertebrata PalAsiatica. – 2006. – Vol. 44. – No.2. – P.109-132.

ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОДНЯТИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ-ГОЛОЦЕНЕ

Д.С. Толстобров, А.Н. Толстоброва, В.В. Колька, О.П. Корсакова
Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия, tolstobrov@geoksc.apatity.ru

ANCIENT SHORELINE AND UPLIFT OF THE EARTH CRUST NORTH-WESTERN PART OF THE KOLA REGION DURING LATEGLACIAL-HOLOCENE

D.S. Tolstobrov, A.N. Tolstobrova, V.V. Kol'ka, O.P. Korsakova, Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia

Введение. С конца XIX в. исследователи отмечали в пределах Кольского региона поднятые древние береговые формы и морские осадки, что позволяло говорить о вертикальных движениях. Результаты систематических исследований древних береговых образований традиционно оформлялись в виде диаграмм – *эпейрогенических спектров*. На данных диаграммах каждая линия характеризует распространение поднятых одновозрастных береговых форм, при этом точной хронологической привязки этих линии не было.

В конце XX в. для реконструкции перемещения береговой линии Баренцева моря в позднe- и послеледниковое время стали применять метод *изолированных бассейнов*, позволяющий проводить достаточно точную временную привязку относительного уровня моря по датированию времени отделения мелких котловин, наследуемых континентальными озерами, от морского бассейна (Corner et al., 2001; Колька и др., 2005). Время отделения котловины от морского бассейна соотносится с временем образования береговых форм рельефа (террас, валов), расположенных на той же высоте, что и порог стока из озера. В последнее время, используя данный метод, были получены новые данные по литологии, микропалеонтологии и датированию донных отложений озер долины р. Туломы.

В данной работе представлены результаты изучения характера поднятия земной поверхности и временная привязка образования древних береговых форм рельефа на северо-западе Кольского региона.

Модельная реконструкция поднятия земной поверхности. На основании полученных новых и ранее опубликованных (Corner et al., 2001; Колька и др., 2005) данных изучения озерных котловин, а также геоморфологических данных по изучению береговых форм и датированию слагающих их отложений (Горецкий, 1941; Лаврова, 1947; Арсланов и др., 1974; Кошечкин, 1979) были выявлены особенности поднятия земной коры в северо-западной части Кольского региона. Они представлены в виде модельной реконструкции релятивных линий поднятия по профилю от пос. Верхнетуломский до устья Кольского залива (мыс Лодейный) (рис. 1).

Каждая линия модельной реконструкции (рис. 1) показывает амплитуду поднятия земной поверхности относительно современного уровня моря и соответственно положение морской границы в определённый момент времени. Из модели (рис. 1) видно, что поднятие территории в верховье долины р. Туломы за 10500 ^{14}C лет составило примерно 93 м, в районе г. Полярный примерно 80 м. Линии 10500–9500 ^{14}C лет представляют собой расходящийся пучок линий от материковой части (пос. Верхнетуломский) к прибрежной (мыс Лодей-

ный). Это указывает на то, что скорость поднятия территории в этом интервале времени на побережье была больше, чем в материковой части. После 9500 ^{14}C лет характер поднятия меняется, интенсивность поднятия материковой части преобладает над прибрежной. Судя по всему во временном интервале 10 500–9500 ^{14}C лет происходило запаздывание интенсивности поднятия материковой части территории по сравнению с прибрежной. Такой характер поднятия в это время, видимо, связано с ходом деградации последнего оледенения на данной территории, на что ранее указывал А.А. Никонов (1964). Нельзя исключать возможность того, что на характер поднятия могли влиять локальные подвижки отдельных блоков земной коры или локальные сейсмические события. Наличие последних были обнаружены в районе г. Мурманска (Николаева и др., 2007).

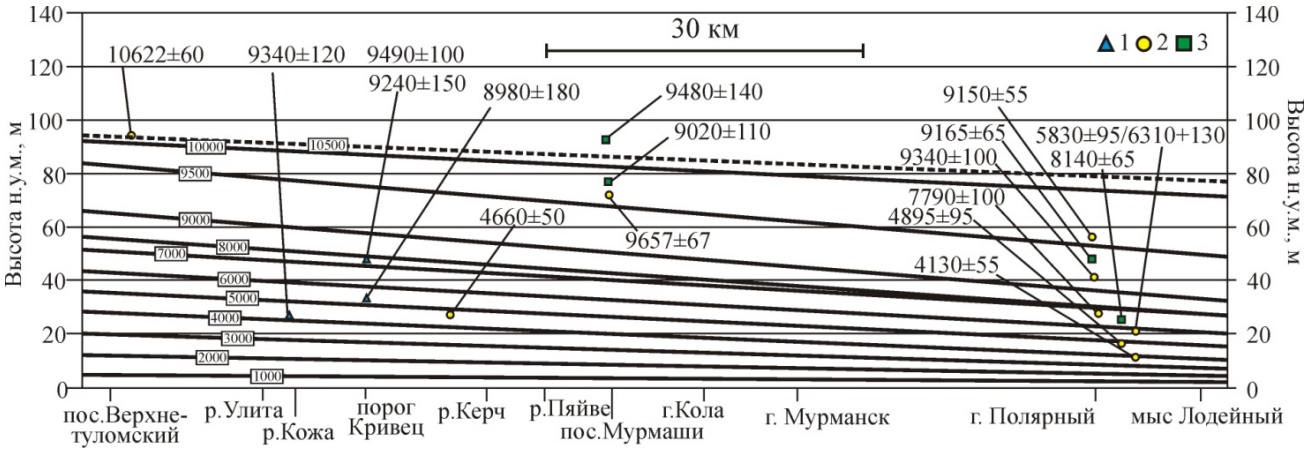


Рис. 1. Модель релятивных линий поднятия земной коры северо-западной части Кольского региона, построенных вдоль долины р. Туломы и Кольского залива. Условными обозначениями показаны ^{14}C датировки морских осадков (1), донных отложений озер – переходной зоны от морских к озерным (2), начала биогенного осадконакопления в озерах (3)

Во временном интервале 9500 ^{14}C лет по настоящее время имеет место затухающее поднятие земной поверхности. Сходящиеся линии 8000 и 7000 ^{14}C лет на побережье соответствуют трансгрессии Тапес, когда эвстатическое поднятие уровня моря и изостатическое поднятие земной поверхности здесь были равными. В материковой части из-за большей интенсивности поднятия в это время происходила дальнейшая регрессия моря.

Средняя скорость поднятия в верховье долины р. Туломы за 10500 ^{14}C лет составила 8.9 мм/год. Максимальная скорость поднятия отмечается в интервале времени 9500-9000 ^{14}C лет и составила 36 мм/год. Градиент поднятия по линии профиля 9500 ^{14}C лет т.н. составил 33.6 см/км, со временем он постепенно уменьшался до 2.2 см/км.

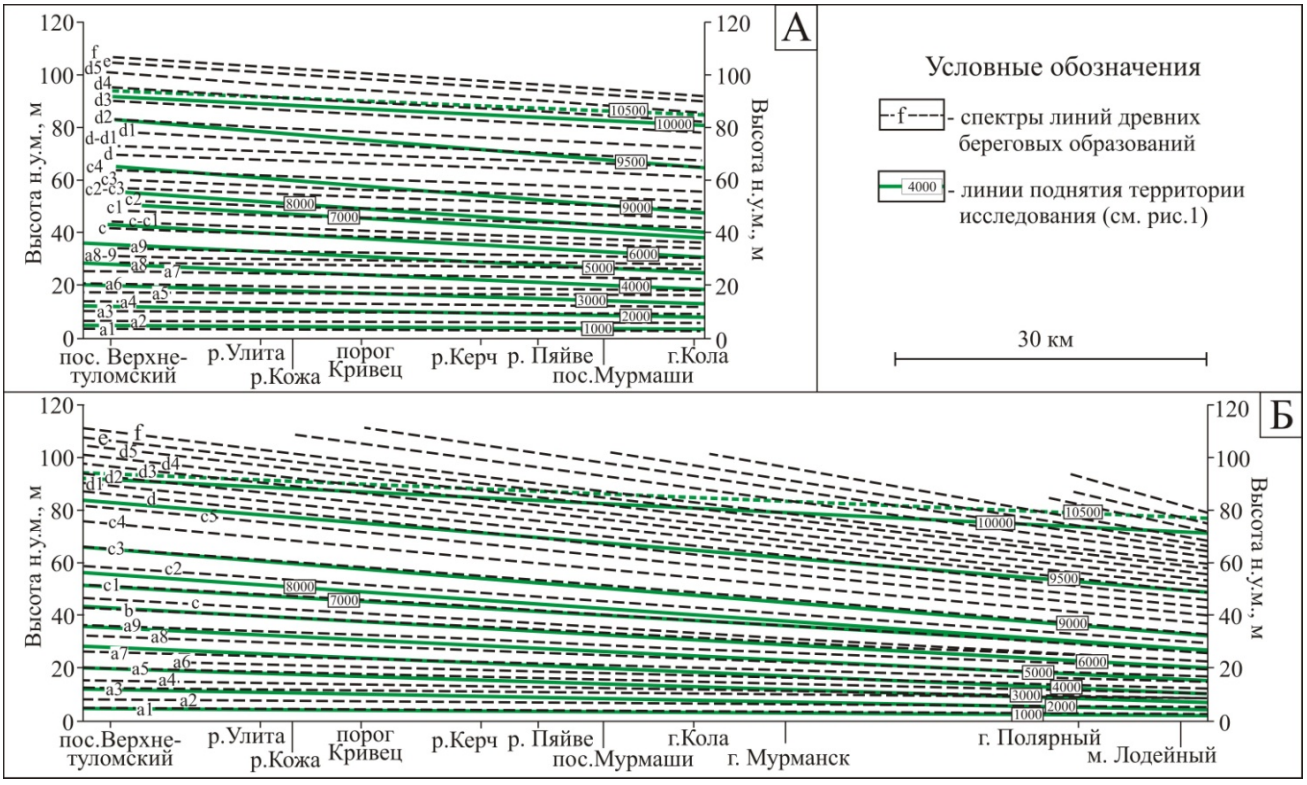


Рис. 2. Сопоставление эпейрогенических спектров линий береговых образований Горецкого (1941) (А) и Лавровой (1947) (Б) с модельной реконструкцией релятивных линий поднятия (рис. 1).

Сопоставление эпейрогенических спектров и модельной реконструкцией релятивных линий поднятия. В середине XX в. Г.И. Горецкий (1941) построил *эпейрогенический спектр* для долины р. Туломы, на котором нашли отражения 26 линий древних береговых форм. Позже М.А. Лаврова (1947) построила подобную диаграмму для долины р. Туломы и Кольского залива с 31 линией береговых форм. Для определения временных рамок формирования древних береговых образований линии модельной реконструкции (рис. 1) были сопоставлены с этими эпейрогеническими спектрами (рис. 2).

Как видно из рисунка 2, линии высоких и низких береговых форм Г.И. Горецкого согласуются с нашими реконструкциями, а линии в средней части имеют меньший наклон относительно линий нашей модели. При их сопоставлении с графиком М.А. Лавровой установлено, почти полное совпадение углов наклона линий 9500-1000 ^{14}С лет с линиями древних береговых форм. При этом линии высоких береговых форм М.А. Лавровой имеют более крутой наклон относительно линий нашей диаграммы.

Сопоставление данных Г.И. Горецкого и М.А. Лавровой, показало высокую степень попадания линий береговых образований с одинаковыми индексами в тысячелетние временные интервалы в верховьях долины р. Туломы. При этом полного совпадения распространения линий одновозрастных береговых образований и линий нашей диаграммы не отмечается. При сопоставлении данных района исследований с обобщенными данными по Норвежскому, Баренцевому и Белому морям (*Кошечкин*, 1979) для всех временных интервалов отмечены значительные отличия. Очевидно, что корреляция береговых образований, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, опирающаяся только на региональные обобщения и без определения абсолютного возраста является весьма неточной. С целью палеогеографических реконструкций для каждого ограниченного района следует строить спектр линий береговых образований, датированный методами абсолютной хронологии.

Список литературы:

Арсланов Х.А., Кошечкин Б.И., Чернов Б.С. Абсолютная хронология осадков поздне- и послеледниковых морских бассейнов на Кольском полуострове // Вестник ЛГУ, геология-география. –1974. – № 12. – С. 132-138.

Горецкий Г.И. О роли местных географических условий в четвертичной истории (на примере изучения Кольской и Туломской долин на Кольском полуострове) // Проблемы физической географии. – М. – 1941. – Т. X. – С. 55-73.

Колька В.В., Демидова С.В., Феденя С.А. Новые данные о трансгрессии позднеледникового моря в пределах Туломской депрессии // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности российского Севера: Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. –Апатиты, КНЦ РАН, 2005. – С. 71-73.

Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. – Л., Наука, 1979, –158 с.

Лаврова М.А. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова. Известия Всесоюзного географического общества. – 1947. – Т. 79. – Вып. 1. – С. 21-38.

Николаева С.Б., Евзеров В.Я, Петров С.И. Сейсмические проявления в рельефе северо-запада Мурманской области // Кольский научный центр. «Север 2007» (http://www.kolasc.net.ru / russian / sever07_5.pdf). – 14 с.

Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. – М.-Л., 1964. – 181 с.

Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. –2001. – Vol. 31. – P. 153-175.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛОТТИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

А.Н. Толстоброва[1], Д.С. Толстобров[1], О.П. Корсакова[1], В.В. Колька[1], Н.Е. Зарецкая[2]

[1]*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия,* alexeeva@geoksc.apatity.ru

[2]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

LATE GLACIAL-HOLOCENE PALEOGEOGRAPHY OF LOTTA RIVER DEPRESSION (KOLA REGION)

A.N. Tolstobrova, D.S. Tolstobrov, O.P. Korsakova, V.V. Kolka, Geological institute KSC RAS, Apatity, Russia; N.E. Zaretskaya, Geological institute RAS, Moscow, Russia

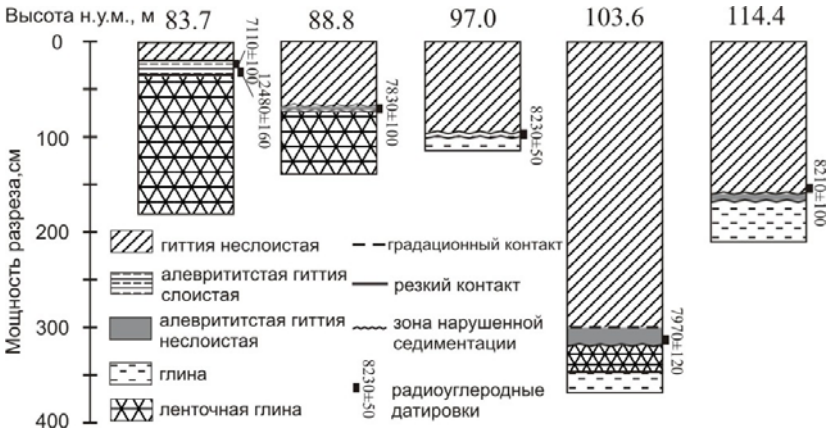
Введение. В работе представлены результаты литологического, микропалеонтологического (диатомовый анализ) изучения и радиоуглеродного датирования донных отложений из озерных котловин, расположенных в долине р. Лотта на высотных отметках от 80 до 115 м над уровнем моря (н.у.м.) (рис.). При этом определены основные черты условий осадконакопления в Лоттинской депрессии, установлены основные этапы формирования донных отложений в позднеледниковье и голоцене.

Раннее считалось (Никонов, 1960, 1964, Черемесинова, 1962), что в позднеледниковье при дегляциации территории вслед за краем ледника, отступающего вглубь материка, по долине реки Лотта проникали морские воды, формируя береговые образования водного бассейна примерно до высотных отметок 120 м н.у.м.

Результаты исследования. Изучены донные отложения из 5 озерных котловин, распложенных на разных высотных отметках в Лоттинской депрессии.

Озеро с отметкой уреза воды 83.7 м н.у.м. (рис.). В составе диатомовой флоры обнаружено 39 видов и разновидностей пресноводных диатомовых водорослей. В глинах нижней части разреза присутствуют единичные створки плохой сохранности. Выше по разрезу происходит некоторое увеличение количества диатомовых водорослей. Состав флоры бедный, преобладают индифференты (85-97%), галофобы составляют 0.5-6%, обна-

ружен вид- галофил *Cyclotella meneghiniana* Kütz. (2-8%). Абсолютными доминантами являются перифитонный вид *Staurosirella lapponica* (Grun.) W. & R. и донный *Tetracyclus glans* (Ehrb.) Mills. В вышележащей гиттии происходит значительное увеличение численности диатомей, преобладают индифференты (97%), среди которых доминирующее положение занимает *Staurosirella lapponica* (Grun.) W. & R. (75% от общего числа видов), единично встречены галофобы и галофил.



Разрезы изученных озерных котловин в Лоттинской депрессии.

Судя по литологическим и диатомовым данным, формирование осадков в данной котловине началось в условиях пресноводного приледникового водоема. Постепенно количество поступающего в котловину кластогенного материала уменьшалось, а органогенного возрастало. При этом глины сменяются алевритистой гиттией (рис.), которая накапливалась в относительно мелководном водоеме, о чем свидетельствует состав диатомовой флоры. Здесь отсутствуют планктонные и преобладают донные и перифитонные виды. В лежащей выше гиттии установлено резкое увеличение численности диатомей сопровождающееся развитием планктона, что предполагает увеличение водности бассейна седиментации. Радиоуглеродная датировка, полученная из алевритистой гиттии (рис.), показывает, что уже в начале аллереда на данной территории сформировался приледниковый бассейн. Позже при реактивации ледникового фронта данная озерная котловина могла быть блокировнной льдом, или осадконакопление прерывалось из-за резкой смены гидродинамических условий в водоеме. Примерно 7000 ^{14}С-лет назад в котловине началась озерная седиментация.

Озеро с отметкой уреза воды 88.8 м н.у.м. В осадках встречено 53 таксона пресноводных диатомовых водорослей. В глинистой части разреза диатомовые водоросли практически отсутствуют, небольшое количество пресноводных перифитонных представителей *Fragilariforma virescens* (Ralfs) W. & R., *Staurosirella lapponica* (Grun.) W. & R. отмечено в алевритистой гитии (рис.) Значительное увеличение количественного и качественного состава диатомовых водорослей характерно для вышележащей гиттии. В ней доминируют индифференты (65-90%), представленные в основном обрастателями *Fragilariforma virescens* (Ralfs) W. & R., *Eunotia diodon* Ehrb., *E. faba* (Ehrb.) Grun., к кровле появляются планктонные виды рода *Aulacoseira* sp. В гиттии обнаружены и галофобы, представленные бентосными *Brachysira brébissonii* Ross, *Frustulia rhomboides*, различными видами рода *Pinnularia* sp., обрастателями из рода *Eunotia* sp. и др., содержание которых увеличивается вверх по разрезу от 10 до 35%.

Литологические и диатомовые данные показывают, что осадконакопление начиналось в приледниковом водоеме. В начале атлантикума и позже в данной котловине накапливались типичные озерные осадки. Сначала водоем был неглубоким, т.к. в разрезе доминируют донные и перифитонные виды. Затем происходит увеличение планктонных видов, что говорит о повышении водности.

Озеро с отметкой уреза воды 97.0 м н.у.м. В донных отложениях данного озера диатомеи обнаружены только в интервале гитии, всего выявлено 23 таксона диатомовых водорослей. Преобладают индифференты (до 97%), абсолютным доминантом среди которых является перифитонный вид *Fragilariforma virescens* (Ralfs) W. & R., среди прочих индифферентов массово развиваются планктонные виды *Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simons., *Cyclotella ocellata* Pant. Галофобы занимают подчиненное положение (до 3%).

Здесь установлены осадки приледникового водоема и континентального пресноводного озера. Начало накопления биогенного материала произошло 8230±50 ^{14}С-лет назад, что возможно совпадает со временем освобождения озерной котловины ото льда. Пресноводный характер осадконакопления был на протяжении всего времени существования озера, а во время позднеледниковой ингрессии морских вод по долине реки Лотта эта озерная котловина возможно была блокирована мертвым льдом.

Озеро с отметкой уреза воды 103.6 м н.у.м. В базальной части разреза донных отложений, сложенной глинами, диатомовые водоросли отсутствуют. В интервале алевритистой гиттии были обнаружены единичные пресноводные диатомеи. В вышележащей гиттии происходит характерное резкое увеличение численного состава диатомей, представленных 53 таксонами: индифферентами (95%) и галофобами (5%). Доминируют индифферентные виды, обитающие в обрастаниях *Staurosirella lapponica* (Grun.) W. & R., *Fragilariforma virescens* (Ralfs) W. & R., *Staurosira venter* (Ehrb.) Kobayasi, *Fragilaria construens* (Ehrb.) Hust., *Pseudostaurosira brevistriata* (Grun.) W. et R., что свидетельствует о мелководности водоема.

Отсутствие диатомовой флоры в нижних частях разреза и его литология говорят о том, что начальное осадконакопление происходило в суровых климатических условиях приледникового водоема. Датировка нижней части гиттии (7970±120 ^{14}С-лет назад), указывает на начало формирования биогенной толщи, а также косвенно на момент освобождения данной котловины ото льда.

Озеро с отметкой уреза воды 114.4 м н.у.м. В интервале глин диатомовых водорослей не обнаружено, лишь в верхней части интервала глины с алевритом и в интервале алевритистой гиттии (рис.) встречены еди-

ничные створки и обломки пресноводных створок диатомей. В вышележащей гиттии обнаружено всего 6 видов диатомей. Преобладают галофобы (68%), которые представлены видами обрастаний (*Eunotia incisa* W. Sm. ex Greg., *Eunotia tenella* (Grun.) Hust., *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kütz.) и донными (*Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D. T., *Brachysira brebissonii* (Grun.) Ross); обнаружен вид-индифферент – *Eunotia sudetica* O. Müll, обитающий в обрастаниях.

Здесь, как и в остальных изученных разрезах, донные отложения относятся к осадкам приледникового озера и пресноводного континентального озера. Однако в этой котловине переход между ними постепенный. Судя по датировке 8210±100 ^{14}C-лет назад, начало биогенного осадконакопления относится к концу бореального периода.

Выводы. В результате проведенных исследований в донных отложениях указанных озерных котловин была установлена следующая последовательность только пресноводных осадков, отражающая основные этапы их формирования: позднеледниковые осадки приледникового водоема – редуцированные осадки транзитной зоны к голоценовому континентальному озеру – осадки голоценового континентального озера. Мелкие котловины вблизи верхней бассейновой границы на этапе дегляциации территории были заблокированы льдом примерно до конца бореала, что препятствовало осадконакоплению в них. Освобождение изученных озерных котловин ото льда произошло, когда береговая линия опресненного морского залива в депрессии реки Лотта уже опустилась ниже 80 м. Судя по полученным датировкам начало биогенного осадконакопления в Лоттинской депрессии относится к концу бореала-началу атлантического периода. Повышение водности озер, по-видимому, вследствие вытаивания мертвого льда, углубления котловины и повышения влажности климата имело место в атлантическое и пост-атлантическое время.

Список литературы:

Никонов А.А. Стратиграфия осадков и палеогеография позднеледниковых морских бассейнов Лоттинской депрессии // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. – Апатиты, 1960. – С. 85-120.

Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. – М.-Л., 1964. – 181 с.

Черемесинова Е.А. Диатомовая флора морских отложений на р. Лотте // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР. – Вып. 3. – М.: Гостоптехиздат, 1962. – С. 58-68.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАУРАЛЬЯ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ДАННЫМ ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА)

С.С. Трофимова

Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия, Svetlana.Trofimova@ipae.uran.ru

PALEOBOTANICAL INVESTIGATION OF THE LATE PLEISTOCENE FLUVIAL DEPOSITS IN THE TRANS-URALS AND WESTERN SIBERIA (BASED ON PALEOCARPOLOGICAL DATA)

S.S. Trofimova, Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

По результатам данных палеокарпологического метода и радиоуглеродного датирования реконструированы растительные сообщества из аллювиальных отложений позднеплейстоценового возраста восточного склона Среднего Урала и прилегающей части Западно-Сибирской равнины (бассейн реки Иртыш). Обработка растительных макроостатков произведена по стандартным методикам палеокарпологического метода (Никитин В.П., 1969).

Видовой состав позднеплейстоценовых палеофлор Западно-Сибирской равнины и Урала представлен современными видами (Никитин В.П., 1970; Кривоногов, 1988; Проскурин, 1985; Стефановский, 2006). Это позволяет использовать их биотопические характеристики для реконструкции ландшафта и климатических условий четвертичных экосистем. Макроостатки растений являются прежде всего источником информации о растительном сообществе прошлого, но также они могут быть индикаторами типа почвы, влажности и других условий палеосреды.

Опорный разрез **Шурала** находится в 0.4 км от пос. Шурала Свердловской области (57º24' N, 60º12' E) в карьере гидравлики (Стефановский, 2006). Проба отобрана из линзы глин с растительным детритом из фации косослоистых русловых песков в северо-западном борту карьера. По растительному детриту была получена радиоуглеродная дата в 27600±150 (Ki-15505). Всего по макроостаткам растений данной пробы было идентифицировано 38 таксонов. Основу комплекса растительных макроостатков составляют водные (37,4%) и околоводные виды (37,8%). Древесные формы представлены остатками ели *Picea obovata*, лиственницы *Larix sibirica* и березы *Betula* sect. *Betula*. Они составляют 11,7% от общего числа экологически определимых форм. Доля видов луговых сообществ – 13%, ксерофильных видов – 7,7%. Встречены виды не указанные для современной флоры Зауралья и Западной Сибири – *Bunias cochlearioides*, *Potamogeton vaginatus*. Комплекс растительных макроостатков реконструирует сообщества пойменных лесов из ели и лиственницы с участием березы.

Местонахождение **Никитино** находится в долине реки Кирга (57º33' N, 63º17' E) на восточном склоне Среднего Зауралья (Лидер, 1976; Стефановский и др., 2002). Из разреза для исследования были отобраны две пробы растительного детрита. По растительному детриту пробы из темно-серых алевритистых глин получена радиоуглеродная дата в 28460±800 лет (СОАН-4536). Комплекс макроостатков этой пробы насчитывает 35 таксонов растений. Древесные формы, за исключением единственного остатка березы *Betula* sp., отсутствуют. От общего числа экологически определимых остатков ксеро-эрозиофиты составляют около 70%. Среди них в основном представлены виды пионерной растительности, приспособленные к существованию на нарушенном почвенном покрове: обрывах, песчанистых отмелях, сухих сконах (*Amaranthus, Chenopodium* cf. *glaucum, Atriplex*, *Polygonum aviculare* и т.п.). Их обилие при малом количестве водных (0,3%) и околоводных (2,4%) видов может говорить об эрозионных процессах, вызванных обмелением русла реки в засушливых условиях. Комплекс растительных макроостатков реконструирует открытые ландшафты с мезоксерофильными травами семейств Chenopodiaceae (маревые), Poaceae (злаки), Brassicaceae (крестоцветные), Euphorbiaceae (молочайные) и т.п. Остатков, принадлежащих к выраженным тепло- и холодолюбивым видам, в данной пробе не обнаружено.

Радиоуглеродный возраст растительных остатков из линзы алевритистых глин в косослоистых песках составляет 24480±580 (СОАН-4537). Комплекс растительных макроостатков этой пробы насчитывает 42 таксона. Доля водных видов (*Zannichellia palustris*, *Potamogeton filiformis* и др.) составляет 12,5%, околоводных (*Sagittaria sagittifolia*, *Typha* и др.) – 9,4%. Древесные формы (28,4%) представлены остатками ели *Picea obovata*, березы *Betula* sect. *Betula*, пойменными ивами *Salix*. Присутствуют остатки индикаторных криофильных видов — дриады *Dryas* и карликовой березки *Betula nana.* Комплекс растительных макроостатков характеризует существование пойменного леса из ели и березы с участием ерника в условиях прохладного климата.

Обнажение **Нижняя Тавда** расположено на правом берегу нижнего течения реки Тавда (57º14' N, 66º11' E) у одноименного поселка. В уступе берега вскрываются аллювиальные комплексы второй и первой надпойменных террас, перекрытых чехлом озерных эоловых и делювиальных образований. Из русловых песков нижней части аллювия была отобрана проба, возраст которой по растительному детриту определен в 27400±335 л.н. (СОАН-4534). Комплекс макроостатков этой пробы состоит из 36 таксонов. Доля древесных форм составляет 6% (*Picea obovata*, *Pinus sylvestris, Larix sibirica*, *Rubus idaeus*), околоводных и болотных видов — 52% (*Menyanthes trifoliata, Carex, Empetrum nigrum*). Значительно количество остатков водных растений (до 28%). Доля ксеро-эрозиофитов составляет 11,8%. Единичны мегаспоры относительно криофильного вида *Selaginella selaginoides*. В целом, комплекс макроостатков растений характеризует пойменные леса из ели, сосны и лиственницы, на склонах встречались сухие участки с травянистой растительностью из *Euphorbia, Allium, Coryspermum,* Chenopodiaceae.

Из верхней пойменной фации старичных глин по растительному детриту получена дата в 24820±750 (СОАН-4535). Комплекс макроостатков из этих глин состоит из 28 таксонов. Остатки околоводных и болотных видов составляют 65,9% (*Menyanthes trifoliata, Carex, Heleoharis, Alisma plantago-aquatica* и др.). Доля древесных видов – 5% (*Picea obovata*, *Betula* sect. *Betula*, *Rubus idaeus*). Присутствуют немногочисленные остатки ксеро-эрозиофитов, их доля меньше 5%. В комплексе макроостатков растений появляются криофильные виды – карликовая березка *Betula nana* и арктический вид *Rumex sibirica*, что указывает на изменение природных условий в сторону похолодания. Комплекс отражает существование пойменных лесов из ели с примесью березы и ерника в условиях прохладного климата.

Местонахождение **Скородум** расположено на правобережье Иртыша (57º14'N, 70º15'E) возле одноименного поселка. Проба для карпологического анализа и радиоуглеродного датирования была отобрана из слоя, представляющего собой тонкое переслаивание песков коричневато-серых и прослоев растительного детрита (Зиновьев, 2003). Возраст растительного детрита определен в 26500±550 (СОАН-4538). Доля древесных видов составляет 3,5% от общего числа экологически определимых форм (*Picea obovata*, *Larix sibirica*, *Pinus sylvestris, Betula* sect. *Betula*, *Sambucus, Rubus idaeus*). Присутствуют остатки карликовой березки *Betula nana* и *Selaginella selaginoides*. Группа видов ксеро-эрозиофитов составляет 32,8%. Доля околоводных и болотных видов – 48,4%, водных – 13,5%. Комплекс растительных макроостатков характеризует пойменные березовые с елью и лиственницей леса в условиях сухого и прохладного климата.

В состав всех изученных комплексов растительных макроостатков Зауралья и бассейна Иртыша входят широко распространенные местные виды. Кроме того, встречаются виды, не указанные для современной флоры изучаемых районов: *Selaginella selaginoides* (районы современного распространения – Лапландия, Кавказ, Северный Урал, Восточная Сибирь; Флора Сибири, 1988), *Caulinia tenuissima* (Европейская часть, Дальний Восток; Флора.., 2000), *Caulinia minor* (Восточная Сибирь; Флора Сибири, 1988), *Bunias cochlearioides* (Семипалатинская обл., Забайкальская обл., Закаспийская обл., Монголия; Крылов, 1930), *Rumex sibiricus* (Арктика, Восточная Сибирь, Дальний Восток; Флора.., 2000), *Potamogeton vaginatus* (Алтай, Восточная Сибирь; Флора.., 2000), *Juncellus pannonicus* (Алтай, Евразия; Флора Сибири, 1990).

Видовой состав изученных комплексов растительных макрооостатков был относительно постоянным, изменялось соотношение экологических групп. Древесные формы составляют от 3,5 до 28,4% при высоком содержании околоводных, болотных и водных видов, что отражает условия пойменных лесов лесной зоны. В связи с аллювиально-озерным происхождением отложений среди макроостатков многочисленны виды береговой линии обитания – *Alisma plantago-aquatica, Sagittaria sagittifolia, Butomus umbellatus, Typha, Heleocharis palustris, Hippuris vulgaris, Bidens tripartita*, *Rumex maritimus*, *Ranunculus sceleratus*, *R. reptans* и т.п. Для комплексов характерна группа видов ксеро-эрозиофитов (обитателей пустошей, остепненных лугов, степей, нарушенных эродированных земель и т.д.) – *Amaranthus, Chenopodium*, *Atriplex*, *Polygonum aviculare, Urtica dioica, Corispermum orientale, Linum, Euphorbia*. Подобное соотношение экологических групп в комплексах макроос-

татков так же отражают палеокарпологические данные из верхнеплейстоценовых отложений местонахождений Нижнего Прииртышья (Кривоногов, 1988).

Высокая доля остатков ксеро-эрозиофитов указывает на сухой и прохладный климат второй половины МИС 3 на изученном широтном участке Зауралья и прилегающей территории Западно-Сибирской равнины, а появление криофильных видов – *Betula nana, Selaginella selaginoides, Rumex sibirica, Dryas* – указывает на изменение климата в сторону усиления похолодания в период окончания завершающей стадии МИС 3.

Список литературы:

Зиновьев Е.В. Характеристика позднекаргинских энтомокомплексов Нижнего Прииртышья на примере местонахождений Скородум-95 и Казаковка-95 // Евразиатский энтомол. журнал. 2003. – № 2. – С. 83-93.

Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным) – Новосибирск: Наука, 1988. – 232 с.

Крылов П.Н. Флора Западной Сибири. – Томск, 1930. Вып. IV. – С. 828.

Лидер В.А. Четвертичные отложения Урала. – М.: Наука, 1976. – 137 с.

Лисицына Л.И., Панченков И.Г. Флора водоемов России. Определитель сосудистых растений / Ин-т биол. внутр. вод. – М.: Наука, 2000. – 237 с.

Никитин В.П. Палеокарпологический метод (руководство по методике ископаемых семян и плодов). – Томск: Изд-во ТГУ, 1969. – 81 с.

Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды) // История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. – М.: Наука, 1970. – С.131-195.

Горчаковский П.Л., Шурова Е.А., Князев М.С. и др. Определитель сосудистых растений Среднего Урала. – М.: Наука, 1994. – 525 с.

Проскурин К.П. Четвертичные флоры Зауралья // Бот. журн. 1985. –№ 3. –Т. 70.– С. 341-350.

Стефановский В.В., Зиновьев Е.В., Трофимова С.С., Струкова Т.В. Никитино — парастратотипичсский разрез режевского аллювиального комплекса в Среднем Зауралье // Уральский геологический журнал. 2002. –Т. 25. –№ 1. – С.7-19.

Стефановский В.В. Плиоцен и квартер восточного склона Урала и Зауралья. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. – 223 с.

Флора Сибири. Сост. Кашина Л.И., Красноборов И.М., Шауло Д.Н. и др.– Новосибирск: Наука, 1988. – Т.1. – 200 с.

Флора Сибири. Сост. Малышев Л.И., Тимохина С.А., Бубнова С.В. и др. – Новосибирск: Наука, 1990. – Т.3. – 280 с.

КОРРЕЛЯЦИЯ НЕКОТОРЫХ ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ ЧУСОВАЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

А.И. Улитко

Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия, ulitko@ipae.uran.ru

CORRELATION OF CAVE SEDIMENTS IN THECHUSOVAYA RIVER VALLEY OF MIDDLE URAL

A.I. Ulitko, Institute of Ecology of Plants and Animals Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

Для описания локальных фаун млекопитающих позднего неоплейстоцена и голоцена из местонахождений долины реки Чусовая на Среднем Урале нами используются тафоценозы из отложений карстовых полостей, расположенных в этом районе. Наиболее объективные результаты получаются при объединении остеокомплексов из одновозрастных слоев отложений нескольких местонахождений. В связи с этим особенно важное значение приобретает корреляция отложений этих карстовых образований между собой. Она достигается сравнением абсолютных возрастов, полученных методом радиоуглеродного датирования костных остатков из соответствующих слоев, путем сопоставления стратиграфии отложений, а также сравнения видового состава и соотношения видов мелких млекопитающих в элементарных фаунах.

В долине реки Чусовая изучено значительное количество пещер и гротов с отложениями поздненеоплейстоценового и голоценового возраста. Среди них известны такие археологические памятники, как Усть-Койвинская пещера и пещера Котел, описание стратиграфии отложений которых произведено Ю. Б. Сериковым (Сериков, 2000). Ниже приводятся дополнительные сведения по стратиграфии и проводится корреляция отложений этих памятников.

Усть-Койвинская пещера. Пещера находится на правом берегу реки Чусовая в 1,5 км выше по течению от поселка Усть-Койва Пермской области. Она располагается в средней части известняковой скалы на высоте 13 м от летнего уреза воды. Вход шириной 3 м и высотой 2,5 м ориентирован на юг. Длина входного грота около 5 м, далее идет узкий лаз. Перед устьем пещеры расположена широкая предвходовая площадка. Раскопки пещеры проводились экспедицией НТГПИ под руководством Ю. Б. Серикова в 1997-1998 годах (Сериков, 2000). Во время раскопок 1998 года в дальней части входного грота автором был заложен шурф площадью 1х1 м с целью получения палеозоологического материала и изучения стратиграфии пещеры. Мощность отложений в шурфе до скального дна составила около 0,5 м.

Стратиграфия отложений:

Слой 1 прослеживался на предвходовой площадке. Это темно-серая гумусированная супесь мощностью 0,3-0,5 м. В пещере этот слой практически не выражен и имеет вид серо-коричневой пылеватой супеси. В этом

слое встречены археологические предметы раннего железного века. (Сериков, 2000). В фауне крупных млекопитающих доминируют остатки лося, северного оленя и зайца-беляка. Много косули, бобра, лисицы и куницы. Присутствуют также крот, горностай, ласка, волк и бурый медведь (Улитко, 2006).

Слой 2. Серо- коричневая пылеватая супесь, переходящая в нижней части в очень легкий суглинок мощностью от 0,05 м в дальней части входного грота до 0,4 м в устье пещеры. Слой содержал предметы энеолита. В фауне крупных млекопитающих также доминируют северный олень, лось и заяц-беляк. В отличие от верхнего слоя, здесь встречен светлый хорь. Возраст верхней пачки слоя по радиоуглеродной датировке составил 7320±64 лет (ИЭМЭЖ-1499). Дата нижней пачки на границе с нижележащим слоем 8334±60 лет (ИЭМЭЖ-1400). Формирование слоя происходило в течение конечной фазы бореального времени – первой половины атлантического периода.

Слой 3. Светло-коричневый суглинок со средним количеством мелкого и среднего известнякового щебня, более темный и вязкий в нижней части. На предвходовой площадке он приобретает буроватый оттенок. В слое найдены предметы палеолита. Несмотря на видимую однородность осадков слоя, в фауне млекопитающих верхней и нижней частей есть существенные различия. В верхней пачке отложений слоя фауна крупных млекопитающих имеет раннеголоценовый облик. Так наряду с лошадью, песцом, северным оленем, светлым хорем и сурком встречаются лось и бобр. В нижней пачке этих отложений найдены остатки мамонта и шерстистого носорога. Радиоуглеродный возраст по кости мамонта отсюда 12740±65 лет (ОхА-10913) (Косинцев, 2007). Фауна мелких млекопитающих из этого слоя отнесена к позднему плейстоцену (Изварин,Улитко, 2010).

Пещера Котел. Пещера находится на правом берегу реки Чусовая в 23 км от д. Нижняя Ослянка Свердловской области. Она находится в основании 15-ти метровой известняковой скалы на высоте 8 м от уреза воды. Аркообразный вход имеет ширину 5,5 м и высоту 3 м и ориентирован на юго-восток. Длина пещеры около 13 м, далее идет узкая щель. В 1991-1993 годах в пещере проводились раскопки экспедиции НТГПИ под руководством Ю.Б.Серикова (Сериков, 2000). Во время раскопок в 1992 году автором в передней части входного грота был заложен шурф 1х2 м для получения палеозоологического материала. Глубина шурфа составила около 2 м.

Стратиграфия отложений:

Слой 1. Темно-серая гумусированная супесь, включающая большое количество среднего и мелкого известнякового щебня и крупные глыбы, а также немногочисленные остатки позвоночных животных. В дальней части пещеры отложения светлеют и становятся пылеватыми. Мощность отложений 0,2-0,5 м., в палеонтологическом шурфе – 0,3 м. В слое встречены археологические предметы средневековья и раннего железного века (Сериков, 2000), а также костные остатки лося, косули, северного оленя, лисицы, зайца-беляка и белки. Формирование слоя происходило в субатлантическом периоде.

Слой 2. Светло-серая супесь, насыщенная большим количеством крупного щебня. В верхней части слоя выделяется щебнистый горизонт мощностью 0,1-0,3 м (первый щебнистый горизонт). В нижней части слоя отложения более суглинистые, приобретают желтоватый оттенок. Мощность слоя от 0,2 м в глубине пещеры до 0, 4 м в устье. В слое найдены предметы энеолита и единичные мезолитические находки (Сериков, 2000). Фауну млекопитающих представляют заяц-беляк, лось, куница, бурый медведь. Накопление верхней части отложений слоя происходило в среднем голоцене.

Слой 3. В палеонтологическом шурфе в нижней части слоя 2 был выделен слой желтого легкого суглинка мощностью 0,15 м. Он залегает на втором щебнистом горизонте. Среди костных остатков из этого слоя определены лось, северный олень, лошадь и песец. Накопление слоя шло в первой половине голоцена.

Слой 4. Бурая глина, насыщенная щебнем. В верхней части этого слоя залегает второй щебнистый горизонт, переходящий в устьевой части пещеры в глыбовый завал. В нижней части глинистого слоя залегает еще один глыбовый завал (третий щебнистый горизонт) мощностью до 0,8 м. Общая мощность слоя 4 составляет около 1 м. С этим слоем связаны находки предметов палеолита и костные остатки млекопитающих позднего плейстоцена – шерстистого носорога, бизона, пещерного медведя, песца, северного оленя (Сериков, 2000). Время формирования верхней части слоя 4 со вторым щебнистым горизонтом, определенное радиоуглеродным анализом по костным остаткам позвоночных животных, составляет 10170±70 лет (ИЭМЭЖ-1415). Для нижнего глыбового завала имеется дата 13235±125 лет (ИЭМЭЖ-1416), определенная также по фракции костей позвоночных животных. Из этой же части отложений происходит клык и другие остатки пещерного льва, возраст которых 13245±65 лет (ОхА-1092 (Косинцев, 2007).

Наиболее древние слои в рассматриваемых местонахождениях имеют возраст около 13 тыс. лет и относятся к середине полярноуральского времени. Отложения, характеризующие плейстоцен-голоценовый переход и раннеголоценовый этап формирования с большой долей вероятности наблюдаются в верхней пачке слоя 3 Усть-Койвинской пещеры, а также в третьем слое и верхней части четвертого слоя пещеры Котел. Хорошо коррелируют между собой отложения среднего голоцена. Это серо- коричневые и серые супеси слоя 2 в разрезах отложений обеих пещер. Отложения позднего голоцена, представляющие собой темно-серую гумусированную супесь, также наблюдаются в разрезах отложений обеих пещер и коррелируют между собой.

Исследования проводятся при поддержке гранта РФФИ № 14-04-00120.

Список литературы:

Изварин Е. П. Позднеплейстоценовая и глоценовая история фауны мелких млекопитающих долины реки Чусовая (Средний Урал) // Биосфера земли: прошлое, настоящее, будущее: Материалы конф. Молодых ученых, 21-25 апреля 2008 г. – Екатеринбург: издательство «Академкнига», 2008. – С. 84-89.

Изварин Е. П., Улитко А. И. Позднеплейстоценовая фауна млекопитающих из местонахождения Дыроватые ребра 5 (р. Чусовая) // Охрана, экопросвещение, рекреационная деятельность, изучение биоразнообразия и культурного наследия на ООПТ: Материалы региональной науч.-практич. конф. (3-4 декабря 2009 г. – г. Нижний Тагил). – Нижний Тагил, 2010. – С. 60-63.

Сериков Ю. Б. Палеолит и мезолит Среднего Зауралья. – Нижний Тагил – Екатеринбург: ОАО «Полиграфист», 2000. – 430 с.

Улитко А. И. Голоценовые млекопитающие из карстовых полостей Среднего Урала // Динамика современных экосистем в голоцене. Материалы Российской научной конференции. – М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. – С. 243-247.

Kosintsev P.A. Late Pleistocene largemammal faunas fromthe Urals // Quaternary International. – 2007. – V. 160. – № 1. – P. 112-120.

ОТЛОЖЕНИЯ ПЕЩЕРЫ ГОРОМЭ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

Н.Н. Ухова[1], Т.Г. Рященко[1], Д.В. Кобылкин[2]

[1]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, nat_ukhova@crust.irk.ru, ryashenk@crust.irk.ru,*

[2]*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия*

DEPOSITS OF THE GOROME CAVE: CHEMICAL COMPOSITION AND THE RESULTS OF COMPARATIVE ANALYSIS

N.N. Ukhova, T.G. Ryashchenko Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia;
D.V. Kobylkin, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

В Восточном Саяне в пределах Окинского плато на одном из притоков р. Оки (Республика Бурятия) местным охотникам была известна карстовая пещера Горомэ с множеством боковых ответвлений, образованная в известняках в зоне тектонических разломов по правому борту р. Забит, левого притока р. Диби. Почти на всем протяжении пещеры наблюдаются горизонтальные фасетки – следы первичного водного потока; по стенкам хорошо развиты кальцитовые натечные образования. В 2008 г. здесь проведены съемочные работы, изучен видовой состав найденных остатков фауны млекопитающих, отобраны образцы отложений, покрывающих дно (сухие пещерные глины, пески) и образующих по стенкам литифицированные глинистые разновидности (полосчатые аргиллиты) (Иметхенов, 2010).

В грунтоведческую группу лаборатории инженерной геологии и геоэкологии Института земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН) переданы шесть образцов этих отложений. Приводим их детальное описание: 1, 2 – аргиллиты сильно ожелезненные, окрашенные в серые тона, с отлично выраженной тонкой горизонтальной или волнистой слоистостью за счет чередования темно-серых и сильно ожелезненных охристых полос толщиной 0,2–0,3 мм; в воде образец быстро размокает (за две–три минуты); 3, 4 – глины серые и светло-серые; в пакете много кусочков размерами 2–3 см, которые легко растираются пальцами до пылеватой массы; на изломе этих кусочков в лупу заметна очень тонкая слоистость и точечные многочисленные макропоры; 5 – песок желтовато-серый, тонкозернистый, пылеватый; видны включения темноцветных минералов; 6 – пещерный аллювий, представлен коричневато-серым, хорошо окатанным разнозернистым песчаным материалом.

В Аналитическом центре ИЗК СО РАН методом силикатного анализа определен химический состав указанных отложений и рассчитаны геохимические коэффициенты и петрохимические модули (Лукашев и др., 1977; Интерпретация…, 2001). Кроме того, проведен сравнительного анализа полученных данных с «наземными» объектами четвертичного возраста, в качестве которых были использованы глинистые (gln) и лессовые (ls) образования Монголо-Сибирского региона: образцы опорных инженерно-геологических скважин на территории г. Иркутска (скв. 273–ls, n=25; скв. 1416а – ls, gln, n=15); геологическая скважина ГС-1 на левобережье р. Белой, д. Мальта (субаквальные глины, n=14); образцы лессовых и глинистых отложений из р-на г. Эрдэнэта, Монголия (ls, n=6; gln, n=4). Озерные палеоген-неогеновые глины из скважин в р-не г. Биробиджана (gln, n=18) выбраны в качестве зрелых, химически преобразованных отложений, сформированных в условиях гумидного теплого климата. По перечисленным объектам выполнен аналогичный комплекс геохимических исследований (Рященко, Ухова, 2008; Лессовые грунты…, 2014).

Характеристика химического состава пещерных отложений

Для пещерных образцов отмечаются следующие особенности. Тонкозернистый песок (5-ps) характеризуется повышенным содержанием оксидов кремния, натрия, пониженным – магния, трехвалентного железа, гигроскопической воды и потерь при прокаливании (ппп), в то же время содержание оксидов алюминия (15,15 %) и кальция (2,77 %) подтверждает его необычность, которая заключается в агрегированности и связности. Глины (3-gln, 4-gln) отличаются по содержанию оксидов кремния, алюминия, титана и трехвалентного железа, ппп и гигроскопической воды, при этом первый образец более «глинистый», второй – «опесчаненный». Аргиллиты (1-arg, 2-arg) похожи по своему химическому составу, их можно выделить в группу «зрелых» глин, к которой близок образец пещерного аллювия (6-al пещ).

Расчет геохимических коэффициентов и модулей позволяет более точно сопоставить вещественный состав отложений, провести их классификацию и реконструировать климатические условия формирования. Ниже приведены расчетные формулы (табл. 1).

Сравнение коэффициентов и модулей пещерных отложений показали те же тенденции: высокую химическую зрелость аргиллитов (CIA 84,33 и 84,78), близость к ним образцов пещерного аллювия (по степени зрелости), обособленность образца тонкозернистого песка и промежуточное положение пещерных глин (табл. 2).

Таблица 1

Формулы геохимических коэффициентов и петрохимических модулей

Коэффициенты	Формулы
Кремнекислый	$K_i = SiO_2/Al_2O_3$
Основной	$BA=(CaO+K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$
Окисления	$K_o = Fe_2O_3/FeO$
Зрелости	$K_z = Al_2O_3/Na_2O$
Щелочной	$K_h = K_2O/Na_2O$
Карбонатности	$K_к = CaO/MgO$
CIA	$[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]*100$
CIW	$[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)]*100$
ICV	$[Fe_2O_3+K_2O+Na_2O+CaO+MgO+TiO_2]/Al_2O_3$
Модули	Формулы
ГМ Гидролизатный	$(Al_2O_3+TiO_2+Fe_2O_3+FeO)/SiO_2$
АМ Алюмокремниевый	Al_2O_3/SiO_2
ЖМ – Железистый модуль	$(FeO+Fe_2O_3+MnO)/(Al_2O_3+TiO_2)$
ПМ Плагиоклазовый	$CaO+Na_2O/K_2O$
ТМ Титановый	TiO_2/Al_2O_3
НМ Натриевый	Na_2O/Al_2O_3
КМ Калиевый	K_2O/Al_2O_3
ЩМ Щелочной	Na_2O/ K_2O

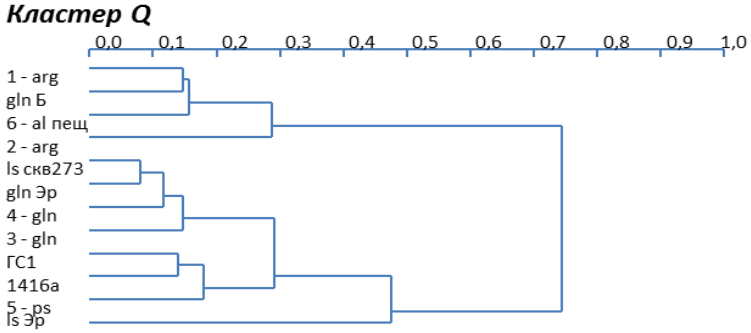
Таблица 2

.Геохмические коэффициенты и модули отложений пещеры Горомэ

Образцы	Kz	Kk	CIA	ГМ	ТМ	НМ	ЩМ	КМ+НМ	ПМ
1 – arg	32,69	0,70	84,33	0,51	0,08	0,03	0,34	0,12	1,04
2 – arg	44,97	0,74	84,78	0,53	0,07	0,02	0,24	0,11	0,95
3 – gln	11,38	0,97	79,53	0,39	0,11	0,09	0,86	0,19	1,52
4 – gln	8,95	1,15	76,13	0,34	0,11	0,11	0,96	0,23	1,71
5 – ps	4,59	4,62	66,04	0,31	0,13	0,22	1,92	0,33	3,53
6 – al	25,67	0,95	81,18	0,41	0,08	0,04	0,38	0,14	1,25

Сравнительный анализ пещерных отложений и «наземных» объектов

Кластер Q-типа позволил провести группирование объектов по показателям их химического состава, а также геохимическим коэффициентам и петрохимическим модулям (рис.). Выделились две основные группы: первая – «зрелые глины»; вторая – «опесчаненные глины». Евклидово расстояние (показано на горизонтальной оси) между этими группами более 0,7, что говорит о значительном их различии. В первую группу попали аргиллиты (arg1, 2), глины Биробиджана (glnБ) и пещерный аллювий (al пещ), которые имеют высокую степень химической зрелости.



Дендрограмма кластерного анализа Q-типа.

Вторая группа включает две подгруппы: а) лессовые отложения Иркутска (ls скв. 273), глинистые образования озерно-аллювиальной (старичной) фации разреза из района Эрдэнэта (glnЭр) и пещерные глины (gln 3, 4); б) глины разреза в районе д. Мальта (ГС1), лессовые отложения опорной скважины на территории Иркутска (1416а) и тонкозернистый (связный) песок пещеры (5-ps). Эти две подгруппы достаточно близки (евклидово расстояние 0,3): лессовые отложения Иркутска представлены агрегированными супесями и суглинками, содержащими значительное количество глинистых частиц; связный песок пещеры по химическому составу отличается от стандартных разновидностей, но в то же время имеет ряд «песчаных» признаков, что объясняет его примыкание к группировке образцов ГС1–1416а.

Независимое положение лессовых отложений Эрдэнэта (ls Эр) объясняется их формированием в условиях аридного холодного климата Монголии с преобладанием процессов физического выветривания и низкой активностью химических преобразований.

Выводы

1. Детальное исследование отложений пещеры Горомэ с углубленным изучением химического состава – это анализ уникального объекта природы и первый опыт подобных исследований для нашего региона.

2. Химический состав пещерных отложений и его геохимическая интерпретация показали, что аргиллиты, глины, пещерный аллювий и тонкозернистый связный песок обладают особыми признаками, при этом об-

наружено «загадочное» сходство литифицированных глин (аргиллитов) и разнозернистого песка пещерного аллювия, а также своеобразное положение образца связной песчаной разновидности.

3. Сравнительный анализ химического состава, геохимических коэффициентов и петрохимических модулей аргиллитов, глин и различных песков пещеры Горомэ с «наземными» объектами выполнен с помощью кластерной программы Q-типа, которая позволила выделить группы образцов по степени их близости и различия с лессовыми и глинистыми отложениями различных геолого-генетических комплексов, распространенных в Монголо-Сибирском регионе.

Список литературы:

Иметхенов А.Б., Кобылкин Д.В., Морозов О.Н. Карстовый рельеф Окинского плоскогорья // Теория геоморфологии и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях. Материалы Иркутского геоморфологического семинара. Чтения памяти Н.А. Флоренсова (Иркутск, 20–24 сентября 2010 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. – С. 165–166.

Интерпретация геохимических данных / Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

Лессовые грунты Монголо-Сибирского региона / Т.Г. Рященко, В.В. Акулова, Н.Н. Ухова, С.И. Штельмах, Н.Н. Гринь – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. – 241 с.

Лукашев К.И., Лукашев В.К. Литогеохимические характеристики инженерно-геологических свойств осадочных отложений // Доклады АН БССР. 1977. № 1 (21). – С. 76–79.

Рященко Т.Г., Ухова Н.Н. Химический состав дисперсных грунтов: возможности и прогнозы (юг Восточной Сибири). – Институт земной коры СО РАН, 2008. – 131 с.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ (LIPOTYPHLA, CHIROPTERA, LAGOMORPHA, RODENTIA) ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ

Т.В. Фадеева[1], П.А. Косинцев[2]

[1]*Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия*, fadeeva.tatyana@mail.ru,

[2]*Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург*, *Россия*, kpa@ipae.uran.ru

HOLOCENE FAUNAS OF MAMMALS (LIPOTYPHLA, CHIROPTERA, LAGOMORPHA, RODENTIA) OF SOUTHERN TRANS-URALS

T.V. Fadeeva, Mining Institute, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Perm, Russia;

P.A. Kosintsev, Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

Исследованный ископаемый материал по млекопитающим был получен из отложений двух гротов Алексеевский и Алексеевский-II, расположенных в северо-восточной части Оренбургской области (Кваркенский район) в результате экспедиции сотрудников лаборатории исторической экологии ИЭРиЖ УрО РАН в 2009 году. Костный материал выбран из 10 горизонтов (0-45 см) квадратов Г/6 и Д/6 (37 839 и 19 842 зубов, соответственно) грота Алексеевский, из 5 горизонтов (0-22 см) основного шурфа и 2 горизонтов (0-18 см) внутреннего шурфа (6 673 и 4 641 зуб, соответственно) грота Алексеевский –II.

Радиоуглеродные датировки, полученные ранее из костей мелких млекопитающих (Кузьмина и др., 2001), указывают на ранне- и позднеголоценовое времена образования отложений в гроте Алексеевский. Костные остатки из грота имеют желтую прокрашенность различных оттенков. По внешнему виду кости делятся на два типа, первый из которых характеризуется отсутствием на костной поверхности вторичных минеральных образований, второй – наличием на костях точечных и дендритных пятен железомарганцевых оксидов, покрытых карбонатом кальция. Деструктивные изменения эмали зубов зафиксированы для обоих типов. Кости первого типа (позднеголоценовые) доминируют в отложениях горизонтов до глубины 20 см (0-4 горизонты). В более глубоких горизонтах – сравнительно редки в отложениях квадрата Г/6 (от 1,3% до 8,3% от общего количества остатков) и встречаются чаще в отложениях пристеночного квадрата Д/6 (от 4% до 17,7%). Кости второго типа (раннеголоценовые) также обнаружены по всей толще отложений. Такие кости редки в верхних горизонтах (до 1,6% – Г/6; до 4,2% – Д/6) до глубины 15 см, составляют 18,8% (Г/6) и 16,9% (Д/6) от общего количества остатков в 4 (15-20 см) горизонте и характеризуют большую часть костной массы нижних условных горизонтов. Таким образом, по количеству преобладающих костных остатков определенного типа установлено, что отложения условных горизонтов исследованных квадратов 0-4 (0-20 см) образованы в позднем голоцене, более глубокие отложения до глубины 45 см – в раннем голоцене. Граница временных интервалов проходит по отложениям условного горизонта 4, в котором зафиксирована наибольшая смешанность костного материала.

Типология костных остатков учитывалась при составлении видовых списков для предполагаемых временных периодов. Количество видов, обнаруженных в раннеголоценовых отложениях грота Алексеевский – **29** (грызунов (18), насекомоядных (7), зайцеобразных (2) и летучих мышей (2)), в позднеголоценовых – **27** (соответственно 18, 5, 2, 2). Анализ сохранности (по Adrews, 1990) трубчатых костей (табл.) из двух условных горизонтов с различными экстерьерными типами материала позволяет предположить, что нижние и верхние зоогенные отложения накапливались в результате жизнедеятельности разных хищников. Изначально грот использо-

вался в качестве логова хищным млекопитающим, а верхние слои отложений включают остатки погадочного материала сов.

Отложения грота Алексеевский-II, исходя из видового состава костных остатков мелких млекопитающих и их долевой динамики, вероятнее всего образованы в течение двух последовательных периодов позднего голоцена. Кости из этого грота однотипны, темно-желтой и коричневой окраски, имеют поверхность с многочисленными извилистыми углублениями – следами корней растений. По высокой степени разрушения трубчатых костей (целые кости единичны), отсутствию целых черепов и фрагментированным нижним челюстям можно предположить, что грот использовался в качестве логова лисицей. Среди остатков относительно большое количество молочных зубов *Ochotona pusilla*, что указывает на весенний и летний сезоны обитания хищника.

Сохранность плечевых и бедренных костей мелких млекопитающих из горизонтов 2 и 7 квадрата Г/6 пещеры Алексеевская (2009 г.)

КОСТЬ	СОХРАННОСТЬ	2 (5-10 см)		7 (30-35 см)	
		n	%	n	%
плечевая	полная сохранность	146	50,9	13	18,3
	проксимальный эпифиз	8	2,8	6	8,5
	диафиз	23	8,0	46	64,7
	дистальный эпифиз	110	38,3	6	8,5
	Σ	**287**	**100**	**71**	**100**
бедренная	полная сохранность	146	40,7	2	4,0
	проксимальный эпифиз	144	40,1	43	86,0
	диафиз	36	10,0	5	10,0
	дистальный эпифиз	33	9,2	-	-
	Σ	**359**	**100**	**50**	**100**

Представительный объем исследованного ископаемого костного материала из двух, рядом расположенных, гротов позволил получить достоверную информацию о видах четырех отрядов млекопитающих, обитающих в прошлом в окрестностях местонахождений. Постмортальные факторы воздействия на костную ткань, несомненно, влияют на палеоэкологические и биостратиграфические интерпретации, основанные на анализе составов и соотношений костных остатков видов-жертв в различных слоях зоогенных отложений. Очевидно, что накопление костных остатков млекопитающих различных размеров и экологических групп в исследованных слоях зависело от пищевых предпочтений и площади охотничьих угодий хищника.

Отряд Rodentia. В раннеголоценовых фаунах грота Алексеевский доминируют кости *Microtus gregalis* и *Lagurus lagurus*. В список остальных, идентифицированных по остаткам видов, входят (в порядке уменьшения числа особей) *Eolagurus luteus, Ellobius talpinus, Microtus oeconomus, Arvicola terrestris, Cricetus cricetus, Microtus arvalis*, *Allocricetulus eversmanni, Cricetulus migratorius, Marmota bobak, Sicista subtilis, Allactaga major, Pygeretmus pumilio, Clethrionomys rufocanus, Sylvaemus* ex gr. *sylvaticus-uralensis, Spermophilus major, Spermophilus pygmaeus.*

В позднеголоценовых отложениях доминируют кости *Microtus gregalis u Microtus arvalis*. В составе остальных обнаруженных видов отряда – *Lagurus lagurus, Arvicola terrestris, Ellobius talpinus, Cricetus cricetus, Microtus oeconomus, Sicista subtilis, Sylvaemus* ex gr. *sylvaticus-uralensis, Microtus agrestis, Allactaga major, Allocricetulus eversmanni, Clethrionomys glareolus, Clethrionomys rufocanus, Spermophilus major, Spermophilus pygmaeus, Rattus norvegicus, Micromys minutus.* В позднеголоценовых отложениях грота Алексеевский-II виды – доминанты *Microtus gregalis* и *Lagurus lagurus*, список грызунов сходен с позднеголоценовым из грота Алексеевский (за исключением серой крысы). В дополнение к этому списку определены кости *Marmota bobak, Apodemus agrarius, Mus musculus, Castor fiber.*

Таким образом, кости трех видов – *Eolagurus luteus, Cricetulus migratorius, Pygeretmus pumilio* обнаружены только в раннеголоценовых отложениях. Кости *Microtus agrestis, Rattus norvegicus, Micromys minutus, Apodemus agrarius, Mus musculus, Castor fiber* характерны лишь для позднеголоценовых отложений исследованных гротов. Видовой состав лесных полевок определялся только по вторым верхним молярам, поэтому выводы по обитанию *Clethrionomys glareolus* исключительно в позднем голоцене на данной территории пока преждевременны.

Отряд Lagomorpha. Костные остатки *Ochotona pusilla* обнаружены абсолютно во всех исследованных условных горизонтах гротов. Кости *Lepus* sp. найдены и в ранне- и в позднеголоценовых отложениях, но в отложениях образованных пернатыми хищниками присутствуют кости только молодых особей рода.

Отряд Lipotyphla. Кости представителей этого отряда редки в исследованных отложениях. В составе раннеголоценовых фаун – *Erinaceus* sp., *Desmana moschata, Crocidura leucodon, Sorex minutus, Sorex araneus, Sorex tundrensis, Neomys fodiens*. В позднеголоценовых отложениях гротов обнаружены кости *Crocidura leucodon, Sorex tundrensis, Sorex caecutiens, Sorex minutissimus, Neomys fodiens.*

Отряд Chiroptera. Кости представителей этого отряда крайне редки в отложениях обоих гротов. Среди обнаруженных единичных остатков определены только два вида *Plecotus auritus* и *Eptesicus nilssonii*, входящие в состав как раннеголоценовых, так и позднеголоценовых ископаемых фаун.

Исходя из современных представлений о биотопических предпочтениях того или иного вида-жертвы на исследуемой территории (Руди, 2000), можно предположить изменения экосистемы северо-восточной части Южного Зауралья в голоцене. Раннеголоценовые и позднеголоценовые фауны имеют общие черты – большин-

ство видов принадлежит к группе животных, которые населяют открытые пространства. Отмечено подавляющее преобладание лесостепных, степных и луговых элементов (степная пеструшка, обыкновенная полевка, обыкновенная слепушонка, степная мышовка, хомячок Эверсмана, степной сурок, степная пищуха, узкочерепная полевка, обыкновенный хомяк, большой суслик). Гроты расположены на берегу реки, и в отложениях обнаружены интразональные виды (полевка-экономка, водяная полевка, водяная кутора). Лесные и полупустынные виды редки в фаунах всех периодов, но их соотношение в фауне раннего голоцена и позднего голоцена различаются. Количество полупустынных видов (малый суслик, большой тушканчик, белобрюхая белозубка, желтая пеструшка, тарбаганчик) сокращается к позднему голоцену (исчезают два последних вида). В позднем голоцене в составе фауны, в дополнение к ранее обитавшим красно-серой полевке, лесной мыши и бурозубкам, появляются новые виды, связанные с древесно-кустарниковой растительностью – темная полевка и, возможно, рыжая полевка.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 15-04-03882.

Список литературы:

Кузьмина Е.А., Смирнов Н.Г., Коурова Т.П. Фауны грызунов Южного Зауралья в позднем плейстоцене-голоцене // Современные проблемы популяционной, исторической и прикладной экологии. Материалы конференции молодых ученых. – Екатеринбург: «Екатеринбург», 2001. – С. 121-127.

Руди В.Н. Фауна млекопитающих Южного Урала. – Оренбург: Изд-во ОГПУ, 2000. – 206 с.

Andrews, P. Owls, caves and fossils. Predation, preservation and accumulation of small Mammal bones in caves, with the analysis of the Pleistocene cave faunas from Westbury-sub-Mendip, Somerset, UK. – The University of Chicago Press, 1990. – 231 pp.

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ И ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ

Г.Б. Федоров, Л.А. Савельева, Н.Ю. Бобров, Д.Ю. Большиянов, С.С. Крылов, А.Г. Федоров, А.В. Титов, А.А. Черезова

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, g.fedorov@spbu.ru

LATE GLACIAL AND HOLOCENE PALEOCLIMATES PARTICULARITIES AND PALEOHYDROLOGICAL EVENTS ON THE VALDAI HIGHLANDS INFERRED FROM LAKE SEDIMENTS STUDIES

G.B. Fedorov, L.A. Savelieva, N.Yu. Bobrov, D.Yu. Bolshiyanov, S.S. Krylov, A.G. Fedorov, A.V. Titov, A.A. Cherezova, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

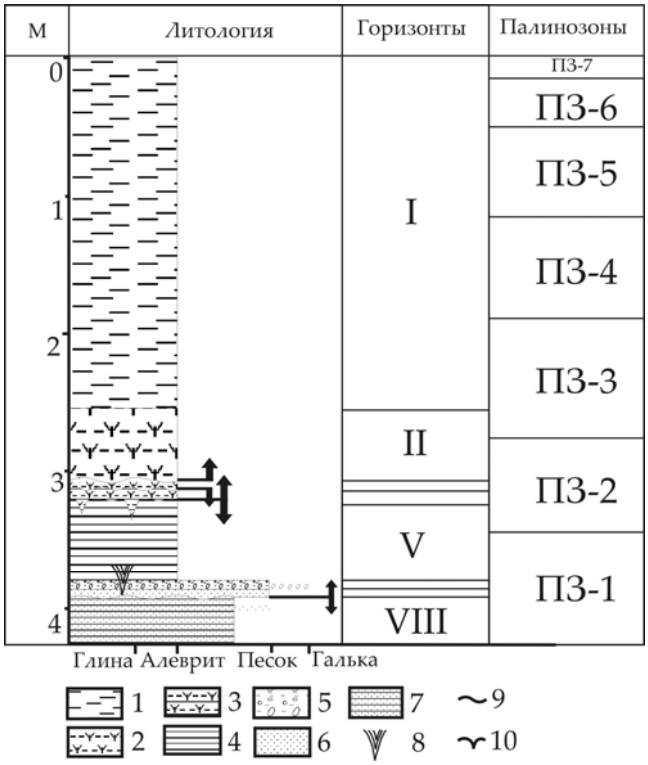
Представленная работа посвящена реконструкции развития природной среды и климата позднеледниковья и голоцена в пределах Валдайской возвышенности, как ключевого для данных палеогеографических проблем района Восточно-европейской равнины, на основе комплексного изучения донных озерных отложений. Особое внимание уделяется границе плейстоцена и голоцена, когда в относительно короткое время палеоклиматические и палеогидрологические условия колебались в весьма значительных пределах. Исследовательский проект рассчитан на три года и в настоящем докладе представлены лишь первые результаты, которые, однако, позволяют охарактеризовать общие закономерности развития природной среды в позднеледниковье и голоцене. Для выявления морфологии котловин, мощности и характера залегания донных отложений и выбора оптимальных мест для отбора колонок донных отложений проводятся эхолотирование и георадарная съемка. Используется георадар «Око-2» с экранированным антенным блоком АБ-150 (центральная частота – 150 МГц).

Донные отложения отбираются в зимний период с озерного льда с помощью ручного торфяного бура, позволяющего отбирать колонки длинной несколько метров. Впоследствии проводятся детальное литологическое описание, геохимические и палеоботанические анализы, а также радиоуглеродное датирование.

К настоящему моменту корреляция строения толщи осадков трех озер, находящихся на восточной и западной оконечностях Валдайской возвышенности, позволила выявить общие черты в смене условий осадконакопления в позднеледниковье и голоцене.

На сегодняшний день наиболее детально нами исследованы осадки озера Зван ($58^0$09’40,0’’-с.ш; $33^0$37'17,6"-в.д.; Окуловский район Новгородской области). Это водоем изометричной формы с глубинами до 5 м. Высота уреза воды озера 180,6 м над уровнем моря. Площадь водного зеркала 15 км^2, а площадь водосборного бассейна – 45 км^2. Из этого озеро отобрано четыре колонки донных осадков, а также проведена детальная георадарная съемка. Общая протяженность 10 профилей, пересекающих озеро в разных направлениях, составила более 12 км. Для одной из колонок длиной 4,24 м, отобранной с глубины 4,16 м, кроме детального литологического описания, получены результаты AMS-датирования по семи образцам и спорово-пыльцевого анализа по 40 образцам. Первые результаты показали, что формирование вскрытой толщи отложений началось в позднеледниковое время. Корреляция с колонками из других озер Валдайской возвышенности позволяет утверждать, что выявленные, на основании исследования отложений озера Зван, этапы развития природной среды соответствуют общим региональным тенденциям.

На рисунке представлена литологическая колонка отложений озера Зван с указанием номеров, выделенных литологических горизонтов и границ палинозон. Отложения горизонтов VIII, VII и VI накапливались, вероятно, во время первоначальной стадии формирования водоема. Эти осадки представлены мелководными и даже потоковыми (горизонт VI) фациями. Это свидетельствует о весьма значительном понижении уровня водоема непосредственно перед началом формирования отложений горизонта V. С началом формирования этого горизонта уровень озера поднимался, о чем говорит накопление горизонтально-слоистых илов. Однако отложения нижней части горизонта V накапливались все еще при довольно низков уровне водоема и в условиях очень сурового климата, когда озеро зимой промерзало до дна, о чем свидетельствует наличие в осадках псевдоморфозы по маленькому ледяному клину. Средняя и верхняя части горизонта V накапливались в глубоком, обширном и холодном водоеме, о чем говорит значительное содержание глинистой фракции и ритмичная горизонтальная слоистость минерагенных илов, лишенных органического материала. Все перечисленные горизонты относятся к первой палинозоне (ПЗ-1). Эта зона представлена типичными для позднеледниковья спорово-пыльцевыми спектрами с высоким содержанием пыльцы кустарниковых (*Betula nana, Alnus fruticosa*) и травянистых (*Artemisia,* Poaceae, Cyperaceae, Chenopodiaceae) форм растительности. Кроме того, спектры отличаются высоким содержанием переотложенной пыльцы и спор дочетвертичных растений. Верхняя граница горизонта V соответствует границе размыва, которая отчетливо выделяется на всех георадарных профилях. К этому времени обширный глубокий водоем прекратил слое существование и вода оставалась лишь в самых глубоких понижениях рельефа, а большие площади даже ныне занятые современными озерами были либо осушены, либо заболочены. Такие выводы позволяют сделать результаты георадарной съемки и исследования строения других колонок из того же озера.



Литологическая колонка донных отложений озера Зван. 1 – Массивная темно-коричневая гиттия; 2 – массивные коричневые илы с высоким содержанием органического детрита; 3 – массивные коричневые глинистые илы с низким содержанием органического детрита; 4 – горизонтально-слоистые голубовато-серые менирагенные илы; 5 – песок алевритовый с мелкой галькой; 6 – песок мелкозернистый; 7 – переслаивание минерагенных илов и мелкозернистых песков; 8 – псевдоморфоза по ледяному клину; 9 – поверхность размыва; 10 – карманы и затеки материала из выше-лежащего слоя.

Горизонты IV, III и II формировались в переходных и нестабильных климатических условиях. В отложениях отмечается значительное содержание органического детрита, возрастающее вверх по разрезу. Однако начавшееся после размыва повышение уровня водоема, во время накопления горизонта IV, сменяется его новым падением и накоплением так называемых отложений деструктивной фации (горизонт III). Лишь во время накопления отложений горизонта II условия относительно стабилизируется, а уровень озера устанавливается на отметках близких к современным. Горизонты IV, III и II соответствуют второй палинозоне (ПЗ-2), отражающей растительность переходного периода.

Горизонт 1 представлен темно-коричневыми гиттиями. Начало его формирования, на основании результатов датирования, относится к 9000 лет назад, что полностью соответствует известному из литературы периоду начала органогенного осадконакопления в озерах северо-запада России (История…, 1992, Субетто, 2009, Davydova et.al, 2001, Wohlfarth et.al, 2007). Этот горизонт соответствует палинозонам 3, 4, 5, 6 и 7, которые отражают все периоды голоцена, включая климатический оптимум с обилием пыльцы широколиственных пород (*Ulmus, Tilia, Quercus, Carpinus, Fraxinus*) и водяного ореха (*Trapa natans*), а также современный этап с обилием пыльцы культурных злаков (*Secale* и группа Cerealia) и антропохоров (*Rumex*, Cichoriaceae, *Artemisia,* Polygonaceae*,* Chenopodiaceae и др.), фиксирующие начало активного освоения человеком окружающей территории.

Список литературы:

История озер Восточно-Европейской равнины. – СПб, 1992. – С.79-93.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб.: Изд. РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. – 339 с.

Davydova N.N., Subetto D.A., Khomutova V.I., Sapelko T.V. Paleolimnology of three lakes in NW Russia // Journal of Paleolimnology. – 2001. – Vol. 26. – P. 37-51.

Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Demidov I., Filimonova L., Tarasov P., Sapelko T. Climatic and environmental changes in NW Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review // Quaternary Science Reviews. – 2007. – 26. – P. 1871-1883/

ПРЕСНОВОДНАЯ ФАУНА РАННЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ: ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

П.Д. Фролов[1], С.В. Куршаков[2]
[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия, Pavlentiy987@mail.ru,
[2] Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия, Kurshackov@yandex.ru

EARLY MIDDLE PLEISTOCENE FRESHWATER FAUNA FROM THE NORTH-EAST AZOV REGION LOCATIONS: TAXONOMIC AND PALEOECOLOGY ANALYSIS

P.D. Frolov, Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;
S.V. Kurshakov, Institute of Arid Zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

В раннем неоплейстоцене Понто-Каспийский бассейн был представлен Чаудинским и Бакинским морями. Оба водоема были трансгрессивными и соединялись между собой относительно широким и длинным проливом, который проходил по долине Маныча со стоком в направлении из Бакинского в Чаудинский бассейн. В восточной части пролива он характеризовался солоноватоводными условиями (~11-12 ‰), а к западу становился все более пресным за счет притока рек . В месте соединения с палео-Доном и Северским Донцом, пролив становился пресным или очень слабо соленым (Свиточ и др., 1999; Янина, 2012).

Плейстоценовые осадки Приазовья и Нижнего Дона традиционно разделяются на террасовые уровни. Для эоплейстоцен-нижненеоплейстоценовых отложений Северного Приазовья (Лебедева, 1972; Tesakov et. al, 2007) выделяется три главных стратиграфических уровня: нижний эоплейстоцен (40 – 45 м над у.м.) – Хапровская (VII) терраса, верхний эоплейстоцен (30 м над у.м.) – Маргаритовская (VI) терраса (южный берег) и Нагайская (северный берег), низы нижнего неоплейстоцена (20 – 25 м над у.м.) – Герасимовская и Платовская (V) терраса (северный берег) и Семибалкская терраса (южный берег) и более молодая Рожковская (IV) терраса.

Мы рассматриваем только местонахождения, относящиеся к нижнему неоплейстоцену (V терраса (IV, по Г.И. Попов (1983)). Эти отложения вскрываются в целом ряде береговых обрывов Таганрогского залива, как на южном побережье (Семибалки 2, Стефанидинодар), так и северном (Платово, Таганрог), а также в ряде карьеров (Кагальник, Зелёный) и представляют собой отложения Бакинско-Чаудинского пролива. Они охарактеризованы тираспольским фаунистическим комплексом млекопитающих. При изучении моллюсков основной упор делался на наиболее стратиграфически значимые семейства: Viviparidae, Unionidae и Cardiidae и они часто рассматривались, как вспомогательный фактор при определении возраста отложений, а рыбы не исследовались вовсе.

Полученные нами результаты позволяют частично восстановить состав водной фауны, а так же условия окружающей среды в которой существовал исследуемый комплекс животных.

Нижняя часть отложений V террасы сложена светло-серыми косослоистыми аллювиальными песками с редкими прослоями алевритовых светло-серых глин, а также с линзами и прослоями ожелезнённого гравия и грубозернистого песка. К этим линзам приурочены скопления раковин моллюсков и костных остатков мелких млекопитающих и рыб. Мощность пачки колеблется в разных разрезах от 2 до 15 метров.

Среди костных остатков рыб были определены следующие виды: осетр *Acipenser* sp., *Gobio* sp., лещ *Abramis brama*, *Abramis* cf. *brama*, синец *Abramis balerus*, *Abramis* cf. *balerus*, белоглазка *Abramis* cf. *sapa*, густера *Abramis bjoerkna*, *Abramis* cf. *bjoerkna*, *Abramis* aff. *bjoerkna*?, уклейка *Alburnus alburnus*, *Alburnus* cf. *alburnus*, шемая *Alburnus* cf. *mento*, подуст cf. *Chondrostoma* sp., язь *Leuciscus* cf. *idus*, елец *Leuciscus* sp., вырезуб *Rutilus* aff. *frisii*, плотва *Rutilus* cf. *rutilus*, cf. *Rutilus* sp., красноперка *Scardinius erythrophthalmus*, рыбец *Vimba* cf. *vimba*, чехонь *Pelecus cultratus*, линь *Tinca tinca*, сом *Silurus glanis*, *Silurus* cf. *glanis*, щука *Esox lucius*, окунь *Perca* sp., судак *Sander lucioperca*, *Sander* sp., бычок cf. *Neogobius* sp. Определенный комплекс рыб свидетельствует о крупном проточном относительно пресноводном водоеме, для которого были характерны заводи или старицы с заиленным дном, зарослями водной и околоводной растительности, а также участки с более быстрым течением и каменистым или песчаным дном.

Почти все идентифицированные виды рыб встречаются в современном Азово-Донском бассейне и относятся к 6 семействам (Acipenseridae, Cyprinidae, Siluridae, Esocidae, Percidae, Gobiidae). Такая ассоциация рыб свойственна современной Понто-Каспийско-Аральской провинции Средиземноморской подобласти Голарктической области, согласно зоогеографическому районированию Л.С. Берга (1949).

Из пачки этих же песков была собрана разнообразная ассоциация моллюсков. Пресноводные формы включают *Viviparus viviparus*, *Viviparus diluvianus, Viviparus* spp, *Fagotia esperi*, *Fagotia* sp., *Clessiniola* sp., *Lithoglyphus pyramidatus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Lithoglyphus* sp*., Bithynia tentaculata, Bithynia leachi, Bithynia* sp. (operculum), *Parafossorulus* sp. (operculum), *Borysthenia naticina*, *Borysthenia* g*oldfussiana*, *Valvata piscinalis*, *Valvata antiqua*, *Lymnea (Peregriana) peregra*, *Lymnaea* sp., *Planorbis planorbis*, *Planorbarius corneus, Anisus spirorbis*, *Gyraulus albus*, *Gyraulus acronicus, Gyraulus* sp.; наземные – *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella;*. двустворчатые моллюски: *Unio tumidus*, *Unio rumanoides*, *Unio chozaricus*, *Unio* sp., *Crassunio crasus, Crassunio batavus, Anadonta cygnea, Anadonta* sp., *Sphaerium solidum*, *Sphaerium rivicola*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium sulcatum*, *Pisidium amnicum*, *Cingulipisidium nitidum*, *Henslowiana henslowanum*, *Dreissena polymorpha*, *Dreissena* sp., Cardiidae indet.

Всего было определено 46 таксонов моллюсков, из них 35 до вида, 5 приведены в открытой номенклатуре. Ещё 7 из них, вероятно, принадлежат к уже определённым видам, но ввиду плохой сохранности даны в открытой номенклатуре. *Viviparus* spp. обозначает группу видов (семейство Viviparidae для этих толщ изучалось Павловым (1925); Богачёвым (1961) и другими). Эти виды в экологическом отношении весьма близки, поэтому их видовое

определение не входило в цели исследований. Большую часть фауны составляют представители класса Gastropoda (26 видов, 56,5 %), так же большая часть фауны является современной (37 видов, 80,4 %). К вымершим относится целая группа унионид, а также *Viviparus diluvianus, Parafossorulus* sp.*, Borysthenia goldfussiana* и *Pisidium sulcatum*.

Наиболее существенным экологическим фактором для пресноводных моллюсков является динамика водной среды, определяющая такие факторы, как температура (частично), содержание кислорода, характер грунтов и другие (Чепалыга, 1985). Наши материалы содержат представителей всех трёх экологических группировок: реофилов (предпочитающих быстрое течение), лимнофилов (предпочитающих медленное течение) и стагнофилов (обитателей стоячих водоёмов). Однако большая часть моллюсков относится к группе лимнофилов, предпочитающих селиться в прибрежных, зарастающих участках крупных рек на небольшой глубине. Это – все представители семейства Planorbidae, например *Anisus spirorbis,* который, обычно, селится на глубине до 0,5 м и течении не сильнее 0,1 м/с, являясь при этом фитофилом (селится на растениях) (Уваева, Гураль, 2008). *Fagotia*, *Lithoglyphus, Bithynia*, *Borysthenia* и *Valvata* занимают сходные биотопы (Санько, 2007). Из двустворчатых моллюсков представители семейств Pisidiidae, Euglesidae, Sphaeriidae, а также *Anadonta* тоже являются стагнофилами. Напротив, виды родов *Unio* и *Crassunio* являются реофилами, живущими в русле реки, требовательными к чистоте воды и выдерживающие лишь кратковременное повышение мутности (Чепалыга, 1967). Единственный амфибиотический вид – *Lymnea (Peregriana) peregra,* обычно, селится во временных водоемах, а также встречается по топким берегам рек (Хохуткин и др., 2009).

Присутствие наземных моллюсков рода *Vallonia* указывает на наличие по берегам увлажнённых стаций. Они обитают среди травы, мха и под корой упавших деревьев. Кроме смешанных лесов, встречаются в кустарниках на лугах и остепнённых участках (Стойко, Булавкина, 2010). Это соотносится с палинологическим данными из местонахождения Платово, указывающими на произрастание по берегам смешанных лесов, а также на наличие остепненных участков (Разрез новейших отложений..., 1976).

Изученная ассоциация моллюсков представляет экологический ряд с видами, живущими, как в русле реки, так и в её пойме. Представители семейства Cardiidae указывают на приустьевые экотопы с влиянием солоноватоводного морского бассейна. Эти данные подтверждают таковые, полученные при анализе ихтиофауны этих местонахождений.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-31037-мол_а.

Список литературы:

Берг Л.С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран ч.3 – 4-е изд. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. – 1383 с.

Богачёв В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. – Киев: Изд-во АН УССР, 1961. – 403 с.

Васильев Ю.М. Формирование антропогеновых отложений ледниковой и внеледниковой зоны. – М.: Наука, 1969. – 182 с.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 215. 106 с.

Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы // Мемуары Геол. отд. о-ва любит. естествоисп., антропологии и этнографии. 1925. Вып. 5. – 217 с.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.

Разрез новейших отложений северо-востока Приазовья / под ред. К.К. Маркова. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 158 с.

Санько А.Ф. Четвертичные пресноводные моллюски Беларуси и смежных регионов России, Литвы и Польши (атлас-определитель). – Минск: НАН Беларуси, Ин-т геохимии и геофизики, 2007. – 155 с.

Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Новейшая история трех морей // Природа: – 1999 – №12 – С. 17 – 25

Стойко Т.Г., Булавкина О.В. Определитель наземных моллюсков лесостепи правобережного Поволжья. – М.: Тов-во научных изданий КМК, 2010. – 96 с. + 17 цв. Табл.

Уваева А., Гураль Р.И. Особенности распространения и экология моллюсков семейства Planorbidae (Gastropoda, Pulmonata) Украины // Ruthenica. – 2008. – Т.18, №2. – С. 25-38.

Хохуткин И.М., Винарский М.В., Гребенников М.Е. Моллюски Урала и прилегающих территорий. Семейство Прудовиковые Lymnaeidae (Gastropoda, Pulmonata, Lymnaeiformes). Ч.1. Екатеринбург: Гощицкий, 2009. – 162 с.

Чепалыга А.Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение – М.: Наука, 1967. – 222 с.

Чепылыга А.Л. Фауна пресноводных моллюсков и палеоклиматы // Методы реконструкции палеоклиматов. – М.: Наука, 1985. – С. 145-149.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратигафия, палеогеография, корреляция. – М., Географич. факультет МГУ, 2012. – 264с.

Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // Quarternary International. 2007. N. 160. – P. 57-69.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Г.А. Халилов

Институт географии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан, Huseynkhalilov@yahoo.com

HISTORI OF RELIEF DEVELOPMENT OF AZERBAIJAN TERRITORY IN QUATERNARY PERIOD

G.A. Halilov, Institut of Geography of NAS of Azerbaijan, Baku, Azerbaijan

Территория Азербайджана, располагаясь в юго-восточной части Кавказа, а на востоке, омываясь водами Каспийского моря, охватывает орографические единицы юго-восточном частий Большого Кавказа на севере, и

Малого Кавказа и северо-восточные склоны Талышских гор на юге и Куринской межгорной депрессии в центре. Рельеф её пережив длительную геологическую историю и сложную геодинамическую эволюцию герцинской и киммерийской тектоно-магматических эпох, или плитотектонических циклов между Еврозийским и Афроаравийским глобальных литосферных плит и претерпев неоднакратную деструкцию и трансформацию, формировался в незавершенном альпийском цикле геоморфотектогенеза. При этом те и другие факторы морфогенеза предопределив в совокупности развития здесь широкого спектра гетерогенно построенных и гетерохронных морфогенетических и типологических разновидностей морфоструктур обусловливали пространственную и дифференциацию. Между тем, современный рельеф территории формировался в неотектоническом этапе альпийского цикла, где решающая роль принадлежит последнему его отрезку-четвертичному периоду.

В начале эоплейстоцена /апшеронский век/ происходит прогибание Каспийской впадины и Куринской депрессии и трансгрессия моря, а в окружающих горных массивах Большого и Малого Кавказа и Талыша – поднятие и денудация.

Море образует узкие заливы в юго-восточной части Большого Кавказа и покрывает пределы Гусаро-Девечинского прогиба и территории южнее Дашюз-Амирванского хребта.

Водораздел Главного Кавказского хребта и Шахдагского массива был представлен высоким и интенсивно расчлененным эрозионно-денудационным рельефом.

Среднегорья и частично низкогорья охватывали в основном узкий пояс, постепенно расширясь к горам Туфан и Бабадаг.

Ниже среднегорий располагалась зона структурно-денудационных грядово-холмистых низкогорий, охватывавшая восточные оконечности Бокового и Главнокавказского хребтов и северного борта Алазано-Агричайской депрессии.

Главнокавказский, Боковой, Ковдагский и Ниалдагский хребты в это время уже были хорошо выражены в рельефе.

Интенсивные тектонические движения в конце апшеронского века привели к перестройке древней речной сети и развитию в рельефе Гусаро-Девечинского прогиба гряд, соответствующие Телабинской и Кайнарджинской антиклинальным складкам.

В раннем апшероне южный склон Ленгебизского хребта, Южный и Центральный Гобустан были представлены слабо наклонными аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и морскими равнинами и происходит активизация грязевых вулканов.

На рубеже среднего и позднего эоплейстоцена весь Абшеронский полуостров претерпел кратковременное осушение. Расширяются контуры аллювиально-пролювиальных и аллювиально-морских равнин, что наиболее хорошо выражено в южном и юго-западном Гобустане.

В конце апшерона море отступает с южного склона Ленгебизского хребта и Южного Гобустана, где формируется абразионно-аккумулятивная равнина. Значительную часть Шамахино-Гобустанской области и западная часть Абшеронского полуострова представляли предгорные наклонные равнины.

В западной части междуречья Куры и Иори в апшеронское время происходило континентальное осадконакопление, которое также было характерно для Алазано-Агричайской долины, северной полосы Аджиноурского предгорья.

В раннеапшеронское время область максимального прогибания перемещается в Нижнекуринскую впадину а переход от раннего к среднему апшерону характеризуется сокращением контура морского осадконакопления в ее пределах. Освобождаются от моря северо-восточные склоны Ленгебизского хребта, Маразинское плато, значительная часть Аджиноурского предгорья. В пределах южных гряд Аджиноура, на юго-западном склоне Ленгебизского хребта и южнее линии Кюровдаг-Мишовдаг-Калмас продолжается морское осадконакопление.

В среднем апшероне в западной части Куринской впадины и вдоль ее северо-восточной прибортовой полосы простирались аллювиально-пролювиальные, аллювиальные, а вдоль морского побережья-аллювиально-морские равнины.

В позднем апшероне на месте Чатминской и Кахетино-Дашюзской зон поднятий простирались хорошо выраженные в рельефе антиклинальные увалы. Восточные продолжения Дашюзской зоны хребтов были представлены аллювиально-пролювиальными равнинами высотой до 150-200 м. В это время продолжалось постепенное отступание морского бассейна, обусловленное интенсивным поднятием Большого и Малого Кавказа и опусканием Южнокаспийской впадины. Морской бассейн узким заливом сохраняется на левобережье Куры, вершиной достигая устья Гянджачая. Область максимального прогибания перемещается в Юго-Восточную Ширвань.

В конце апшерона интенсивные поднятия испытали Шахдагский, Мровдагский, Даралагезский, Зангезурский и др. хребты Малого Кавказа.

Интенсивная тектоника в это время привела к оживлению вулканической деятельности на Гарабахском вулканическом нагорье, что, в свою очередь, обусловила значительные изменения в его рельефе.

В начале апшерона продолжается сводообразное поднятие горных систем территории Нахчыванской АР, на фоне которого происходила прогибание Среднеаразской депрессии.

Интенсивное поднятие испытывают Даралагезский синклинорный инверсионный хребет и Зангезурское горстовое поднятие.

В связи с дифференцированным характером тектонических движений гидрографическая сеть претерпевает частные перестройки.

В начале неоплейстоцене /бакинский век/ происходит относительное затишье процессов морфотектогенеза и трансгрессия моря в Куринской и частично Гусаро-Девечинской впадинах.

К концу бакинского века уже был сформирован высокогорный пояс, который занимал водораздельные пространства Большого Кавказа и отдельных хребтов Малого Кавказа, которые и подвергались оледененению.

Среднегорья занимали зону южного склона Главного Кавказского хребта и северного склона Бокового хребта. Они были интенсивно расчленены речными долинами, которые уже имели современное очертание. Юго-восточную периклинальную часть Большого Кавказа занимали низкие структурно-денудационные горы с обширными выровненными водораздельными пространствами.

Весьма активны были в бакинском веке грязевые вулканы Ленгебизско-Алятской зоны, образующие здесь наиболее высокие вершины гряд и увалов.

В отложениях бакинского яруса повсюду встречаются прослои вулканического пепла, состоящие из продуктов извержения вулканов Гарабахского вулканического нагорья.

Развитие рельефа Малого Кавказа и Талыша в бакинском веке характерузуется общим сводовым поднятием.

Наиболее крупными событиями четвертичного времени на Малом Кавказе, оставившими следы в пластике современного рельефа, были оледенения и вулканизм.

После кратковременной регрессии моря в раннем хазаре /гюргяне/ происходит трансгрессия моря, которая занимала всю территорию Самур-Девечинской низменности.

Начиная со средины гюрганского века растет Боздаг-Гянджинский антиклинальный хребет, высота которого едва достигала 100 м. На востоке он простирался до ущелья Куры, вблизи гор. Мингячевира. В западной части его формировалась антецедентная долина р. Гянджачай.

В самой западной части Куринской впадины прослеживалась плоская аллювиальная равнина /Гараязская/, по которой блуждала река Кура, образуя довольно извилистое меандровое русло.

Вдоль северо-восточной периферии Малого Кавказа в гюргянское время по-прежнему прослеживались наклонные равнины, а сама горная система переживает интенсивное сводовое воздымание, в результате которого она могла иметь отметки, близкие к современным.

На фоне усиления тектонических поднятий Талышских гор Буроварский хребет в это время имел высоту не более 600-700 м.

В хазарское время окончательно оформились главные черты современного рельефа Большого Кавказа. Внутригорные котловины в хазарское время испытывают относительное опускание. В течение хазарского времени в долинах рек Юго-Восточного Кавказа сформировалось до семи речных террас, а в южных предгорьях Главного Кавказского хребта развивались низкие, интенсивно расчлененные структурно-денудационные горы. Район Гусарской наклонной равнины на севере являлся областью интенсивных тектонических поднятий. В юго-восточном Гобустане существовали острова, в формировании которых определенную роль играли грязевые вулканы.

Значительные палеогеоморфологические изменения происходили в Кура-Аразской депрессии – окончательно сформировались главные черты современного рельефа Ленгебизско-Алятской зоны. Оформились в своих современных чертах Мало-Хараминский хребет и Мишовдагская гряда. Завершилось морфологическое обособление Навагинской синклинальной котловины. Происходило извержение и образование современных конусов грязевых вулканов.

Значительное изменение происходило в рельефе Аджиноурских низкогорий, формируется восточная часть Коджашен-Гейчайской антиклинальной гряды с антецедентными долинами на ней р.р. Алинджачай, Турианчай и Гейчай.

Окончательно формируются в своих главных чертах Дуздагская и Гедакбозская гряды. В рельефе привершинной части залива, расположенного между Дуздагской грядой и Боздаг-Гянджинским хребтом, возникает пологий антиклинальный увал Бозери.

На Малом Кавказе, как и на Талыше, в хазарском веке происходит дальнейшая дифференциация рельефа. Мровдагский, Гарабахский, Зангезурский, Даралагезский, Талышский, Пештасарский и Буроварский хребты переживают поднятия и интенсивное расчленение, в то время как Атеркская, Хачинчайская, Гаргарчайская и Ярдымлинская грабен-синклинальные котловины испытывали относительные прогибания.

В хазарское времени происходят значительные изменения в рельефе Гарабахского вулканического нагорья, вспышка вулканической деятельности охватывает значительно большую площадь по сравнению с предыдущими извержениями .

В хвалынское время высокогорья Большого и Малого Кавказа подвергались оледенению, следы которого сохранились в виде экзарационных и аккумулятивных форм рельефа.

Хвалынский век характеризуется климатической депрессией и оледенением, соответствующим вюрму альпийской схемы. Оледенением были охвачены Зангезурский, Даралагезский, Мровдагский и частично Шахдагский хребты, а также массив Далидаг, гг. Кечалдаг, Ишихлы, Гызылбогаз и др. на Гарабахском вулканическом нагорье, где хорошо сохранились ледниковые формы рельефа в виде троговых долин и каров. На Большом Кавказе ледники занимали больше площади и развивались как на Главном, так и на Боковом хребтах.

В новокаспийское время продолжается восходящее развитие рельефа – процесс формирования рельефа: относительное погружение межгорных котловин и значительный рост поднятий центральных частей Большого и Малого Кавказа, а также Талышских гор, включение в общее сводовое поднятие подгорных аллювиально-пролювиальных равнин.

Происходит последняя вспышка вулканической деятельности на Гарабахском нагорье и центры излияний были приурочены только к приводораздельной его части.

Современный этап характеризуется продолжающимся поднятием, о чем свидетельствуют результаты повторных нивелировок, проявления землетрясений, неуравновешенный характер продольных профилей речных долин, наличие молодых эрозионных врезов. Наиболее интенсивные поднятия приурочены к зонам горст-антиклинориев, горст-синклинориев, антиклинориев, куполовидных антиклинальных поднятий, менее интенсивные-к зонам предгорных моноклинальных хребтов и гряд. Грабен-синклинальные и синклинальные долины и котловины испытывают относительное опускание.

ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ В КВАРТЕРЕ

И.М. Хорева
Геологический институт РАН, Москва, Россия

ABOUT THE ZONAL SCALE ON PLANKTONIC FOAMINIFERS IN THE QUATERNARY

I.M. Khoreva, Geogogical Institute RAS, Moscow, Russia

При изучении морских четвертичных отложений особое внимание уделяется местонахождениям планктонных фораминифер.

С точки зрения классической стратиграфии четвертичный период чрезвычайно краток, поэтому использование зональных подразделений оказалось весьма затруднительным.

Наряду с этим детальные исследования российских палеонтологов позволили сделать ряд важных выводов.

Начиная с 40-х годов прошлого столетия проводились серьезные исследования морских отложений, прежде всего в тропической области океана. Кроме того, богатейший материал был получен при работах в северной половине океана. М.С. Бараш детально подразделил верхнеплейстоценовые отложения, провел палеогеографические реконструкции по планктонным фораминиферам (1975).

Изучение многочисленных ассоциаций планктонных фораминифер из четвертичных отложений позволило выделить пять подзон. Каждое такое подразделение характеризуется определенной последовательностью в разрезе и широкой географической протяженностью.

Выделены следующие позоны:

Подзона Globorotaliacrassaformisviola представляет собой стратиграфический интервал от появления (эволюционного) Globorotaliatruncatulinoides до исчезновения G. crassaformisviola. Возраст подошвы 1,8 млн лет.

Подзона Globorotaliacrassaformishessi – нижняя ее граница фиксируется исчезновением G. crassaformisviola и появлением G. crassaformishessi, Globigerinoidestenellus, Turborotaliaanfracta; несколько выше этого рубежа исчезает Globorotaliatosaensis и появляются G. tumidaflexuasaG. Bermudesi. Датировка рассматриваемого рубежа в абсолютном исчислении неизвестна. Верхняя граница подзоны фиксируется появлением Globigerinacalidacalida. Возраст подошвы 0,4 млн лет.

Подзона Globigerinacalidacalida, нижняя граница которой проводится, как уже указывалось, по появлению G. calidacalida, а также G. bermudezi, Hastigerinaadamsi и розовых (за счет окрашивания органическим веществом) Globigerinarubescens и Globigerinoidesrubber; абсолютный возраст этого уровня 0,14 млн лет. Верхняя граница подзоны проводится по исчезновению Globorotaliatumidaflexuosa; абсолютный возраст этого уровня 0,08 млн лет. Близко к этой границе исчезают также Globorotaliacrassaformishessi и Globorataloideshexagonus. Возраст подошвы 0,14 млн лет.

Подзона Globigerinabermudezi – стратиграфический интервал от исчезновения Globorotaliatumidaflexuosa до появления G. Fimbriata. Возраст подошвы 0,08 млн лет.

Подзона Globorotaliafimbriata представляет собой биозону G. Fimbriata. Абсолютный возраст ее подошвы оценивается в 0,011 млн лет (Крашенинников, 1982).

В результате многолетних обстоятельных работ в северной половине Атлантического океана собран материал, позволивший более тщательно, а иногда и по-новому относится к предыдущим выводам (Былинская, Головина, Крашенинников, 2002).

К настоящему времени различными авторами создано значительное количество зональных шкал по планктонным фораминиферам. Естественно, все они разного достоинства.

При всех трудностях использования зональной шкалы по планктонным фораминиферам достаточно подробно рассматривается возможность ее использования в различных климатических поясах.

Очень интересны соображения о детальной корреляции зональных шкал и более точного датирования.

Серьезное внимание уделено и методическим вопросам.

Таким образом, зональная шкала по планктонным фораминиферам действует при определенных условиях и в четвертичное время.

Список литературы:

Бараш М.С. Палеогеграфические реконструкции по четвертичным планктонным фораминиферам / Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука, 1975. – С. 28–36.

Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия плиоцен–четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону. М.: Научный мир, 2002. – 158 с.

Крашенинников В.А, Планктонные фораминиферы / Четвертичная система. Москва, 1982. – С. 173–184.

BIOGEOCHEMICAL PROPERTIES OF ANTHROPOGENETIC SOILS ALONG A CLIMATIC TRANSECT FROM TRANSBAIKALIA TO EASTERN MONGOLIA

W. Zech[1], D. Andreeva[2], M. Dippold[3], N. Tsydenova[4], V. Tashak[4], H. Piezonka[5], D. Tumen[6], B. Glaser[7]

[1]Soil Science and Soil Geography, University Bayreuth, D-95440 Bayreuth, Germany, w.zech@uni-bayreuth.de

[2]Institute of General and Experimental Biology, RAS/SB, 670047 Ulan-Ude, Buryatia, Russia, darima.andreeva@gmail.com

[3]Department of Agricultural Soil Science, Georg-August-Univesity, Göttingen, Germany, midipp@gmx.de

[4]Institute of Mongolian Buddhological and Tibetan Studies, RAS/SB, 670047 Ulan-Ude, Buryatia, Russia, tysdenova@mail.ru, tvi1960@mail.ru

[5]German Archaeological Institute, Eurasia Department, Berlin, Germany, piezonkah@uni-greifswald.de

[6]Department of Anthropology and Archaeology, National University of Mongolia, Ulan Bator, Mongolia, tumen@num.ed.mn

[7]Soil Biogeochemistry, Institute of Agricultural and Nutritional Sciences, Martin-Luther University Halle-Wittenberg, D-06120 Halle, Germany, bruno.glaser@landw.uni-halle.de

Soils strongly modified through human activities are classified as Anthrosols according WRB 2014. They must exhibit clearly defined diagnostic features for instance a hortic, plaggic, terric or pretic horizon of ≥50 cm thickness. But many sites and soils of archaeological interest do not satify the requirements for Anthrosols. We therefore us in the following presentation the term "anthropogenetic soils". They are wide spread in southern Siberia and Mongolia because this region was already occupied by humans during the Palaeolithic (Khenzykhenova, 2008; Tashak, 2009, 2011; Sato et al., 2014; Tashak and Antonova, 2015) and Neolithic (Hartz et al., 2012; Tsydenova and Piezonka, 2014) ages. Here we present selected biogeochemical data of 5 anthropogenetic soils located along a climatic transect from subhumid Transbaikalia to arid eastern Mongolia. The objective of our study was to detect the intensity of human impact.

The profiles Barun Alan, Henger-Tyn Skal´naya, and Krasnaya Gorka usually have thick and dark horizons and are partly rich in artifacts and bones. Soil organic carbon (SOC) concentrations in the dark layers of Krasnaya Gorka reach maximum values of 5.9%, whereas in the dark top soils of Barun Alan and Henger-Tyn Skal´naya SOC contents vary between 1.2 – 2.9%, decreasing in all profiles with soil depth. In a control site with undisturbed Kastanozems, SOC contents range from 0.7 to 2.0%. In Podzvonkaya, close to the Mongolian border, SOC contents are much lower (0.63 – 0.20%), also in the soils of Togootin gol (eastern Mongolia). Estimated SOC-stocks (Mg/ha) in the dark layers are: Barun Alan ca. 340, Henger-Tyn Skal´naya ca 250, Krasnaya Gorka ca. 160, Podzvonkaya and Togootin gol ca. 80. The control plots have always lower SOC-stocks. ^{13}C NMR spectra indicate pronounced aryl-C and carboxyl-C peaks in humus of Barun Alan, whereas in the control soil O-alkyl-C dominates. High aromaticity may be provoked by elevated pyrogenic carbon (also called Black Carbon, BC) contents (Glaser and Birk, 2012; Wiedner et al., 2014). Highest BC-values up to 300 and 335 g kg^{-1} SOC were always found in the dark layers of the archaeological soils. In the control plots BC-values are ever lower. Similar results hold true for the P-contents of the dark horizons in anthropogenetic soils which contain maximum P values of 5.75 g kg^{-1} soil whereas the control plots contain less than 1.81 g P kg^{-1}. With less than 0.4 g P kg^{-1} the arid soils in Togootin gol are extremely P-poor. Incorporation of human feaces was up to now detected in the soils of Barun Alan, Henger-Tyn Skal´naya, and Podzvonkaya by combined analysis of stanoles, stanones and bile acids. Dark layers showed an increasing ratio of e.g. coprostanol + epicoprostanol to coprostanol + epicoprostanol + cholestanol, reflecting input of human feaces in these layers (Birk et al., 2012; Wiedner et al., 2014). This was corroborated by a 5 to 20-fold increase of lithocholic acid concentration, a characteristic bile acid of human feaces, compared to control site. We conclude that besides the P-contents especially pyrogenic carbon and feaces biomarkers are promsing tools to characterize the intensity of human impact on anthropogenic soils.

References:

WRB 2014. World reference base for soil resources 2014. FAO Rome.

Khenzykhenova F.I. Paleoenviroments of Palaeolithic humans in the Baikal region // Quaternary International, 2008, vol. 179, pp. 53-57.

Tashak V. Stratigraphy and chronology of Palaeolithic sites in the Hengerecte Mts. (Western Transbaikalia) //History and Philology, 2009, vol. 8, issue 3: Archaeology and Ethnology, pp.53-62 (in Russian).

Tashak V.I. Chronology of the Early Upper Palaeolithic of Western Transbaikalia (with particular reference to the materials of Podzvonkaya) //Russian Annales of Archaeology, 2011, 1, pp. 100-110 (in Russian).

Sato T., Khenzykhenova F., Simakova A., Danukalova G., Morosova E., Yoshida K., Kunikita D., Kato H., Suzuki K., Lipnina E., Medvedev G., Martynovich N. Paleoenvironment of the Fore-Baikal region in the Karginian interstadial: results of the interdisciplinary studies of the Bol´shoj Naryn site // Quaternary International, 2014, vol. 333, pp. 146-155.

Tashak V.I. and Antonova, Y.E. Paleoenvironment and pecularities of stone industry development on Barun-Alan-1 site (Western Transbaikalia) // Quaternary International, 2015, vol. 355, pp. 126-133.

Hartz S., Kostyleva E., Piezonka H., Terberger T., Tsydenova N. and Zhilin M.G. Hunter-gatherer pottery and charred residue dating: new results on early ceramics in the north Eurasian forest zone // Radiocarbon, 2012, vol. 54, pp. 1033-1048.

Tsydenova N. and Piezonka H. The transition from the Late Paleolithic to the Initial Neolithic in the Baikal region. Technological aspects of the stone industries // Quaternary International, 2014, vol. 355. DOI: 10.1016/j.quat.2014.07.070.

Glaser B and Birk JJ. State of the scientific knowledge on properties and genesis of Anthropogenic Dark Earths in Central Amazonia (terra preta de Indio) // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012, vol. 82, pp. 39–51.

Wiedner K**,** Schneeweiss J, Dippold M, Glaser B. Anthropogenic Dark Earth in Northern Germany. The Nordic Analogue to terra preta de Índio in Amazonia // DOI: 1016/j.catena.2014.10.024.

Birk J.J., Dippold, M., Wiesenberg, G. L. B., and Glaser, B. Combined quantification of faecal sterols, stanols, stanones and bile acids in soils and terrestrial sediments by gas chromatography-mass spectrometry // *Journal of Chromatography,2012, A* 1242, pp. 1-10.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В.В. Чегис[1,2], А.Ю. Казанский[3]

[1] ИЗМИРАН, Троицк, Москва, Россия;[2] ОАО «Геоцентр-Москва», Москва, Россия, joki.la.loki@gmail.com

[3]Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, Kazansky_alex@mail.ru

GRANULOMETRIC COMPOSITION UNCONSOLIDATED SEDIMENTS SECTION BELY YAR (SOUTHWESTERN BAIKAL REGION)

V.V. Chegis, IZMIRAN, Troitsk, Moscow, Russia; OAO «Geocenter- Moscow», Russia;

A.Yu. Kazansky, M.V. Lomonosov Moscow State University, Russia

Разрез Белый Яр находится в Юго-Западном Забайкалье, в восточной части Тункинской впадины, на левобережье реки Иркут. Гранулометрический анализ – важнейший вид исследования обломочных пород используемый для установления их зернового состава. Измерения производились на анализаторе размеров частиц MicrotracX100 (ИНГГ СО РАН).

Мощность разреза Белый Яр 27,4 м, отбор образцов для гранулометрических исследований производился в основном через 20 см, всего отобрано и проанализировано 133 образца. Результаты измерений были получены в виде содержания 38 фракций (размерность от 704 до 1,156 мкм) в объемных процентах по каждому образцу. Для использования статистического анализа результаты были объединены в тесно связанные между собой по классу крупности обломков и частиц фракции. Деление на фракции осуществлялось по нескольким классификациям, но самой информативной оказалась классификация по Раукасу. Согласно классификации Раукаса А.В. (1981) были выделены: песчаная фракция (125 – >500 мкм), алевритовая (10-125 мкм) и глинистая (< 10мкм). При этом в песках выделялись:крупная (>500 мкм),средняя (500-250 мкм),мелкопесчаные фракции (250-125 мкм).В алевритах:крупная (125-50 мкм),мелкая (50-10 мкм) фракции. В глинах: крупная (10-1 мкм), мелкоглинистая (<1 мкм) фракции. Были построены графики изменения содержания фракций разных размерностей с глубиной, что отражает вариации в условиях осадконакопления в течении времени формирования осадочных пород.Тип пород определялся по классификации Верзилина. Далее с помощью программы Gradistst 4,0 для каждого образца были рассчитаны следующие гранулометрические параметры: средний размер зерна, тип распределения, мода, стандартное отклонение, коэффициент асимметрии, эксцесс. По всем параметрам построены графики изменения величин с глубиной.

Сравнение процентных содержаний по фракциям и анализ поведения гранулометрических параметров с глубинойпозволили выделить в разрезе Белый Яр 37 слоев (рис.1, а). В целом по разрезу преобладает песчаная фракция, ее количество изменяется от 14% до 92% (рис.1, б). Песок в основном мелкозернистый, лишь на глубине 25,6 м преобладает среднезернистая фракция, а также увеличивается количество крупнозернистогопеска. Алевритовая фракция значительна, варьирует по разрезу от 8% до 78%, всюду преобладает крупнозернистый алеврит.Интересно отметить, что в слое 31 доля алеврита и глины наибольшая во всем разрезе. Содержание глины незначительнои в единичных случаях достигает 11,5%. В разрезе присутствует лишь крупнозернистая глинистая фракция.В слоях 3 и 30, глинистая фракция полностью отсутствует.

Для установления типа распределений фракций в образце (унимодальное, бимодальное или полимодальное) строились гистограммы отношения фракций к объемным процентам (рис.1, д,е). В разрезе Белый Яр преобладает унимодальное распределение, бимодальное встречается в слоях алевропесков № 4, 13, 18, 19, 20 и песков № 34, 36, 37.

Полимодальное распределение присутствует в одном образце из слоя 18. Известно, что смеси зерен возникшие при участии различных геологических процессов обладают несколькими модами (полимодальные).

Гранулометрический параметр, характеризующий средний размер зерна (рис.1, г), значительно варьирует от слоя к слою,это зависит от того преобладает в слое песок или алеврит. Средний размер зерна представляет собой меру величины зерен осадка, указывающую на минимальную энергию транспортирующей среды, необходимую для переноса обломочного материала (Кригер, 1965). Параметры, характеризующие распределение размеров зерен (стандартное отклонение, эксцесс, асимметрия), определяют сортировку материала во время переноса и отложения, благодаря этому могут быть использованы для распознавания осадков различного генезиса. Стандартное отклонение для унимодальных распределений характеризует степень однообразия зерен по величине и является коэффициентом сортировки So (Коваль и др., 2001). Учитывая значения стандартного отклонения (рис.1, г) в разрезе можно сделать вывод о степени сортировки в разных типах отложений. В разрезе Белый Яр для алевропесков характерна плохая сортировка, а песчаные слои № 2, 6, 21, 28, 30, 32, 35, 36и прослой песка в слое 31 обладают умеренной сортировкой. Плохая сортировка может быть связана с недостаточно устойчивым воздействием какого-либо фактора.Распределение фракций (эксцесс), в большинстве случаев островершинное, реже встречается очень островершинное и нормальное (рис., в). Преобладает положительный коэффициент асимметрии (до 2,1), в нижней части разреза в слоях 35 и 36 принимает отрицательные значения -0,1.

Проведено сопоставление выделенных с помощью гранулометрии слоев с полевым геологическим описанием. К примеру, гумусированные горизонты отмечаются некоторым увеличением доли глинистой составляющей. Русловые пески в нижней части разреза хорошо маркируются максимальными размерностями фракций, что отражено величиной среднего размера зерна и лучшей сортировкой по сравнению со всем разрезом (рис.1, г). Для русловых песков также характерно бимодально распределение фракций (рис.1, е). Сопоставление

геологического описания с гранулометрическим, осложняется лишь тем, что мощность некоторых слоев вописанию не превышает нескольких сантиметров, тогда как отбор образцов производился через 20 см.

Гранулометрический состав осадков формируется под действием динамики среды осадконакопления, а каждой обстановке седиментогенеза присущи свойственные только ей особенности динамического режима, соответственно, имея в своем распоряжении конечный продукт седиментации – гранулометрические анализы осадков, можно, с некоторой степенью приближенности, восстановить и динамику среды накопления осадков.

Цель данной работы – комплексная геолого-петромагнитная характеристика рыхлых отложений разрезов Белый Яр и Славин Яр юго-западного Прибайкалья и их корреляция, а также, по возможности, восстановление истории их осадконакопления.

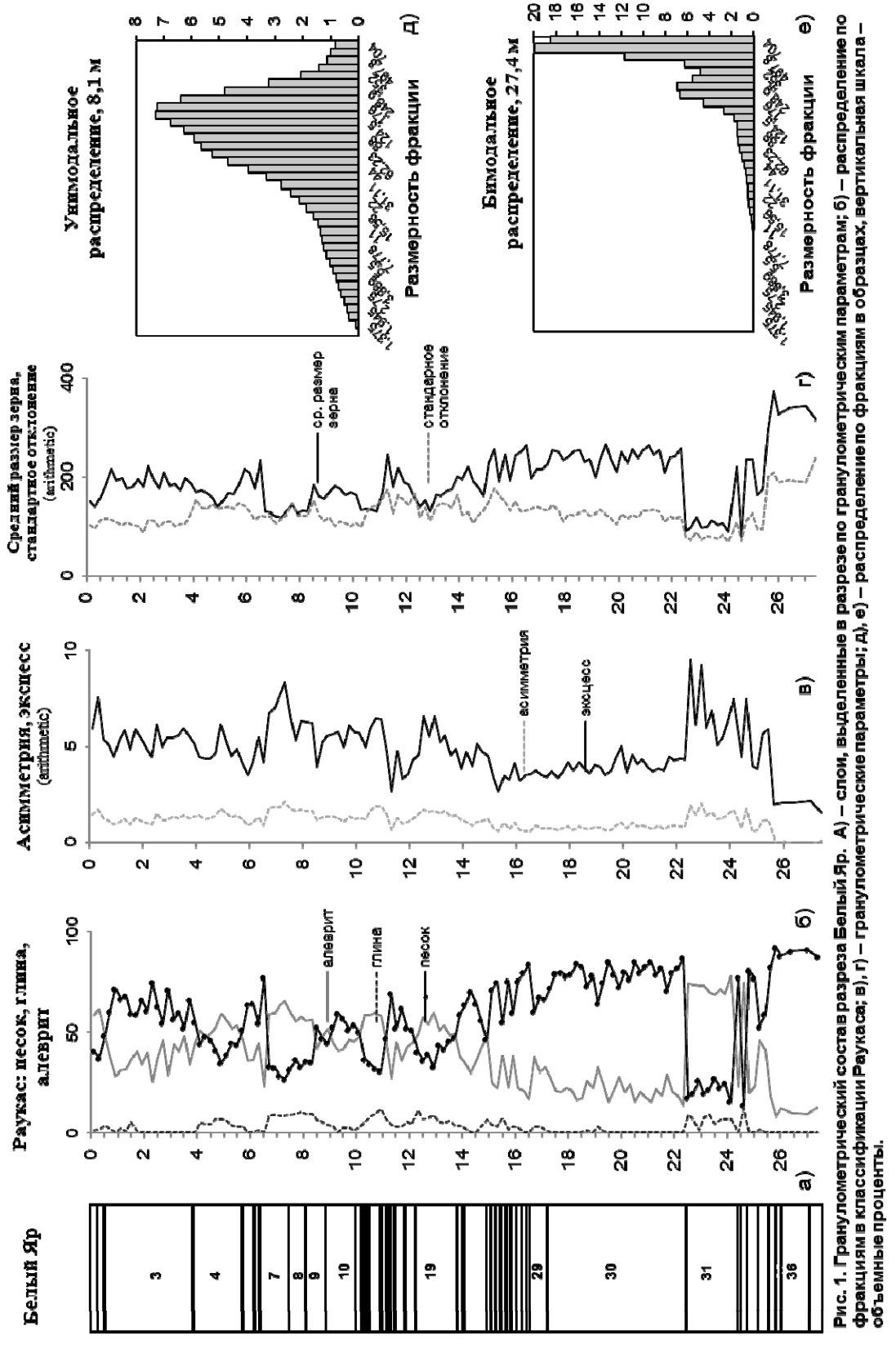


Рис. 1. Гранулометрический состав разреза Белый Яр. А) – слои, выделенные в разрезе по гранулометрическим параметрам; б) – распределение по фракциям в классификации Раукаса; в), г) – гранулометрические параметры; д), е) – распределение по фракциям в образцах, вертикальная шкала – объемные проценты.

Список литературы:

Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А. Опыт фациально-генетического расчленения субаэральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами. Геология и геофизика, 2007, 48, N 4, стр. 446-459.

Раукас А.В. «Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу», Академия наук Эстонской СССР, Институт Геологии, 1981, стр. 24.

Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой – М.: Наука,1965 стр. 103-130

Коваль С.А., Войцеховский Г.В. Компьютерная обработка результатов гранулометрического анализа песчаных пород и их генетическая интерпретация. Воронеж : ВГУ, 2001 стр. 10-26.

ДЕТАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ОЛДОВАНСКИХ СТОЯНОК ЮГА РОССИИ

А.Л. Чепалыга[1], А.К. Маркова[1], Т.А. Садчикова[2], В.М. Трубихин[2], Т.В. Светлицкая[1]

[1]*Институт географии РАН, Москва*, tchepalyga@mail.ru

[2]*Геологический институт РАН, Москва*

DETAILE STRATIGRAPHY OF LOWER PLEISTOCENE FOR AGE OF OLDOWANEAN SITES IN SOUTH RUSSIA

A.L. Chepalyga, A.K. Markova, N.V. Svetlitskaya, Institute of geography RAS, Moskow;
T.A. Sadchikova, V.M. Trubihin, Geological institute RAS, Moskow

В связи с открытием олдованских археологических стоянок в эоплейстоцене сначала в Западной Европе, а с начала XXI в. на юге России и на Кавказе возникла необходимость разработки детальной стратиграфической шкалы для определения возраста культурных слоев с высокой точностью. До сих пор в эоплейстоцене выделялись два подразделения – ранний и поздний. Выделенные ранее 5 горизонтов: домашкинский, бошерницкий, жеваховский, ногайский, морозовский (Стратиграфия СССР. Четвертичный период, 1982) в последнее время почти не используются, а длительность эоплейстоцена – 1 млн лет, – значительно превышает продолжительность неоплейстоцена, в котором выделены более двух десятков стратиграфических подразделений.

Трудности детализации состояли в том, что в этом интервале 1,8–0,8 млн. лет не проявляются четкие ледниково-межледниковые циклы и не работают изотопно-кислородные 100 тысячелетние стадии, характерные для неоплейстоцена. Вместе с тем потребность в детализации стратиграфического расчленения эоплейстоцена значительно возросла даже для гуманитарных исследований, в частности – геоархеологии, т.к. возникла необходимость датирования с высокой точностью археологических стоянок для реконструкции детальной истории антропогенеза и археологических культур.

Для этих целей используются морские трансгрессивно-регрессивная, и аллювиально-террасовая цикличность, остатки млекопитающих (особенно мелких) и пресноводных моллюсков, цикличное строение лессово-почвенных серий, смена комплексов растительности (спорово-пыльцевой анализ), а для определения абсолютного возраста – детализированная палеомагнитная шкала (Чепалыга и др., 2015).

Морские отложения

Линзы и прослои континентальных отложений в морских толщах часто содержат культурные слои с артефактами (Чепалыга и др., 2011, 2014), например апшеронские отложения Дагестана и, возможно, гурийские террасы Крыма.

Каспийский бассейн. Эоплейстоцен представлен апшеронским ярусом (см. таблицу) с двумя подъярусами: нижним и верхним. Нижний апшерон начинается с отложений полупресноводного бассейна с *Corbicula apscheronica, Unio apscheronicus*. В верхах нижнего апшерона появляются солоноватоводные моллюски рода Parapcheronia. Верхний апшерон начинается с эпизода Кобб–Маунтин и представлен типичной фауной этого яруса с *Apcheronia propingua.*

Черное море. Гурийский региоярус эоплейстоцена представлен отложениями изолированного глубоко регрессивного бассейна. Нижний гурий разделяется на гуриантский горизонт с *Pyrgula, Micromelania, Dreissena* (полупресноводный бассейн) и натанебский – типичный солоноватоводный гурий с *Digressodacna digressa*. Верхний гурий представлен отложениями солоноватоводного бассейна (цвермагальский горизонт с *Tschaudia tschaudae*).

Континентальные отложения

Аллювиальные фации эоплейстоцена представлены отложениями речных террас. В долине Днестра выделяются 4 полных террасовых цикла. Каждая терраса сложена внизу грубым аллювием с теплолюбивой фауной (термофаза) и вверху главным образом тонкозернистым аллювием (криофаза). В эоплейстоцене выделяюся следующие террасы: VI михайловская (80 м высоты), VII кицканская (100 м), VIII хаджимусская (120 м), VIIIa бошерницкая (140 м), IX фэрладянская (155 м).

Фауна млекопитающих. Крупные млекопитающие эоплейстоцена представлены следующими фаунистическими комплексами В.И. Громова: хапровский комплекс с *Archidiscodon gromovi* в основании эоплейстоцена (верхний куяльник и акчагыл), псекупский комплекс с *A. meridionalis meridionalis* (нижний эоплейстоцен), таманский комплекс с *A. meridionalis tamanensis*. И в самом верху эоплейстоцена появляются первые *Mammu-*

thus trogontherii – типового вида тираспольского комплекса. Мелкие млекопитающие позволяют выделить больше фаунистических ассоциаций, основанных на эволюции грызунов (Markova, 2007, и др.). Наиболее дробные биостратиграфические подразделения выделены в верхнем эоплейстоцене по первому появлению таксонов: одесский (*Prolagurus ternopolitanus*), ногайский (*Allophaiomus pliocaenikus*), каирский (*Prolagurus pannonicus*), морозовский (*Terricola pityynys*), петропавловский (*Microtus arvalinus*, *M.(S.) hintoni*). В нижнем эоплейстоцене стратиграфическое положение фаун грызунов пока еще не ясно, в частности, и из-за недостатка палеомагнитных реперов.

Моллюски. Фауна пресноводных моллюсков отражает как эволюционную, так и климатическую последовательность, включая термокомплексы с термофилами и вымершими видами, и криокомплексы с бореальными видами, но без термофилов (Чепалыга, 1988). Наиболее четко выделяются термокомплексы: бошерницкий с *Bogatschevia sturi*, несмеяновский с *B. scutum*, косницкий с *Pseudosturia caudata* и михайловский с *Crassiana crassoides*, и последними представителями вымершего рода *Pseudosturia*. Криокомплексы домашкинский, морозовский, платовский и др. чередуются с термокомплексами и содержат бедную бореальную фауну без термофилов. Всего в эоплейстоцене выделяется 8 термо- и криокомплексов.

Палеомагнитные события (эпохи Матуяма, Брюнес), эпизоды (Харамилло, Кобб-Маунтин, Камикатцура), а также экскурсы, инверсии и переходные зоны позволили получить серию абсолютных дат и выделить в верхнем эоплейстоцене ряд изохрон с возрастом 0,78; 0,80; 0,85; 0,96; 0,99; 1,07; 1,1; 1,21; 1,24 млн. лет, которые можно использовать для детальной хронологии с точностью до 10 тыс. лет или 0,1 %. Тогда возраст олдованских культурных слоев (КС) стоянки Байраки будет: III КС – 0,98–0,99; IV КС – 1,04; V – 1,07; VI КС – 1,1 млн. лет.

Таблица. Стратиграфическое положение и возраст олдованских стоянок и культурных слоев Юга России

Стратиграфическая шкала		Морские отложения: Каспий	Морские отложения: Черное море	Континентальные отложения	Фауна и комплексы: Млекопитающие: Крупные	Фауна и комплексы: Млекопитающие: Мелкие	Фауна и комплексы: Пресноводные моллюски	Археологические стоянки и культурные слои (КС)	Палео-магнитная шкала
				Террасы Днестра Чепалыга А.Л.	Громов В.И.	Маркова А.К.	Чепалыга А.Л.		0,8 млн.лет - изохроны
Нео плейстоцен	Гелазий	Акчагыл	Куяльник	IX Фэрладанская 155-160 м	Хапровский *A.gromovi*	Верхне-ливенцовский	Поливадинский термокомплекс *Bogatchevia tamanensis*		
Эоплейстоцен (нижний плейстоцен)	Калабрий	Апшерон Пресноводный	Гурийский Гурианий			Домашкинский ?	Домашкинский криокомплекс *Unio apsheronicus*	Дманиси	Олдувей 1,8
		Апшерон Нижний	Гурийский Нижний	VIIIa Бошерницкая 140 м	Псекупский (Одесский) комплекс *Archidiscodon m.meridionalis*	Одесский *Allophaiomys deucalion*	Бошерницкий термокомплекс *Bogatchevia sturi*	Айникаб	
						?	Криокомплекс ?	Козарника	
			Гурийский Натанебий	VIII Хаджимусская 120 м		Хаджимусский *Prolagurus ternopolitanus*	Несмеяновский термокомплекс *Bogatchevia scutum*	Мухкай II слой 80	1,21 Кобб-Маунтин 1,24
		Апшерон Верхний				Ногайский *Allophaiomus pliocaenicus*	Криокомплекс ?		1,07 Пре-Харамилло 1,10
		Апшерон Солоноватоводный Parapsheronia	Гурийский Верхний	VII Кицканская 100 м	Таманский комплекс *Archidiscodon meridionalis tamanensis*	Каирский *Prolagurus pannonicus*	Косницкий термокомплекс *Pseudosturia caudata*	КС-IV Байраки	Харамилло
						Морозовский *Terricola sp.*	Морозовский криокомплекс	КС-III Байраки	0,96 Эпи-Харамилло 0,99
		Апшерон Солоноватоводный Apsheronia propinqua	Гурийский Цвермагалий	VI Михайловская 80 м	Тираспольский комплекс *Mammuthus trogontherii*	Петропавловский *Microtus ex gr. oeconomus*	Михайловский термокомплекс *Crassiana crassoides*		0,85 Камикатсура 0,90 Санта-Роза
						Литвинский *Microtus arvalinus*	Платовский криокомплекс *Unio rumanoides*	КС-V КС-VI Богатыри	0,78 Пре-Брюнес 0,80
	Июний	Баку (тюркян)	Чауда (эмоний)						Брюнес

Список литературы:

Стратиграфия СССР. Четвертичный период. Полутом 1. – М.: Недра, 1982. – 443 с.

Чепалыга А.Л. Пресноводные моллюски // Стратиграфия СССР. Четвертичный период. Полутом 1. – М.: Недра, 1982. – С. 216–217.

Чепалыга А.Л., Амирханов Х.А., Садчикова Т.А., Пруьихин В.М., Пирогов А.Н. Геоархеология олдовайских стоянок Горного Дагестана в отложенях акушинской свиты эоплейстоцена // Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода. – 2014. – № 72. – С. 73–94.

Чепалыга А.Л., Анисюткин Н.К., Садчикова Т.А. Древнейшая в восточной Европе палеолитическая стоянка Байраки на Днестре: возраст, палеоландшафты, археология // Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода. – 2011. – № 71. – С. 75–95.

Чепалыга А.Л., Маркова А.К., Садчикова Т.А., Трубихин В.М. К детализации стратиграфической схемы эоплейстоцена (нижнего плейстоцена) Понто-Каспия // Стратиграфические и палеогеографические проблемы неогена и квартера (новые материалы и методы). Материалы Всероссийского научного совещания. Москва, 3-4 апреля 2014 г. – М.: ГЕОС, 2014. – С. 65–68.

Markova A.K. Early Pleistocene small mammal faunas of Eastern Europe. The down of Quaternary // Rijks Geologische Dienst. – 2007. – No 60. – P. 313–326.

ЛАНДШАФТНАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ КАТАСТРОФА КАК СПУСКОВОЙ МЕХАНИЗМ ВЫМИРАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ МЕГАФАУНЫ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

А.А. Чубур
Брянский государственный университет имени академика И.Г. Петровского, Брянск, Россия,
fennecfox66@gmail.com

LANDSCAPE HYDROLOGICAL CATASTROPHE AS TRIGGERS EXTINCTION PLEISTOCENE MEGAFAUNA IN THE PERIGLACIAL ZONE OF EASTERN EUROPE

A.A. Chubur, Bryansk Sstate university academician I.G. Petrovski name, Bryansk, Russia

В настоящее время вновь приобрела популярность гипотеза «человек, как главная причина вымирания мамонтов» (Воронцов, 1999; Грищенко, 2001; Назаретян, 2010; Буровский, Пучков, 2013). К сожалению, многие публикации на эту тему при ближайшем рассмотрении оказываются своеобразным собранием заблуждений, поскольку основаны на неточных количественных оценках и датах, а порой и на неведении авторов о ряде культурных, демографических и палеогеографических факторов.

Часты попытки корелляции прироста биомассы и масштабов охоты. Но если прирост биомассы биологи, как правило, вычисляют успешно (впрочем, редко учитывая высокую продуктивность перигляциальных ландшафтов), то демографические оценки оказываются завышенными или вовсе умозрительными. «Если принять, что численность кроманьонца составляла 2,5 млн. особей, и предположить, что на протяжении всего лишь 10 лет человечество питалось одними мамонтами, …человек уничтожил бы 6 млн. мамонтов» (Воронцов, 1999). Такие математические манипуляции приводят к мысли, что «всех мамонтов Восточной Европы палеолитические охотники были способны истребить всего лишь за одно тысячелетие» (Грищенко,2001).Достигал ли указанной численности человек верхнего палеолита? К тому же не все кроманьонцы охотились на хоботных, ареал хозяйственно-культурного типа охотников на мамонта – средняя полоса Восточной Европы. В других местах мамонт был (и то не всюду) лишь эпизодической добычей, экономика базировалась на эксплуатации других массовых видов (лошади, бизона). П.М. Долуханов (1979)определил демографическую ёмкость ландшафта как «максимальное количество населения, которое может существовать на территории ландшафтной единицы при данном уровне производительных сил». Предполагая, что охотники-собиратели потребляли не более 10% биомассы, он оценивал предельную плотность населения для тундры в 1,7 чел/100 км^2. Экстраполируем данные о плотности населения современной Арктики на демографию перигляциальной зоны палеолита. Она крайне низка – 1 чел./300-500 км^2 (Файнберг, 1991). На забудем про низкую детскую смертность и существенно возросшую продолжительность жизни наших современников в сравнении с палеолитом. К близким показателям пришел В.В.Сидоров (1992, с.73-76): в верхнем палеолите на Среднерусской возвышенности жили синхронно3-4 общины, каждая по 20-30 человек. На 100 км^2 кормящего ландшафта приходилось менее 1 человека.

Согласимся, что прирост биомассы мамонтов за год на 100 км^2 составлял 4000 кг, а на мясо приходилось всего 40% веса, то есть 2500 кг/год на 100 км^2 (Воронцов, 1999)и примем во внимание, что суточный рацион должен был составлять не 0,6-0,7, а 1,2-1,8 кг мяса и жира (как у народов крайнего севера) (Крупник, 1989). Годичное потребление им мяса и жира выражалось бы цифрой 650-700 кг, а в пересчете на живой вес ~1700 кг. Локальная группа 20-30 человек (население поселка), потребляла в год 30-50 т. биомассы, распределяя экологический прессинг на угодьясвыше3000 км^2. Прирост же биомассы только мамонтов на этой площади превышал100 тонн. Даже добыча части незрелых животных не изменяет существенно ситуации. К тому же объектом промысла даже у «охотников на мамонта» был не только мамонт. В культурных слоях присутствуют кости бизона, лошади, северного оленя, сайги, овцебыка, сурка, бобра и иной добычи. Утверждения, что после вымирания мегафауны остались малоосвоенными охотничьи виды, для которых загонно-облавная охота не была эффективной, ибо«многих копытных трудно добыть с помощью копья» (Воронцов, 1999), не выдерживают критики, поскольку лук, как дистанционное оружие, был известен в верхнем палеолите. Древние охотники, живя полуоседло, время от времени перекочевывали в другой удаленный базовый лагерь, возвращаясь лишь после значительного перерыва, в течение которого ресурсы возобновлялись. Об этом говорит наличие серий горизонтов обитания на монокультурных стоянках. Экологическое давление носило «точечный» характер, огромные незаселенные пространства не подвергались антропогенному воздействию. Как свидетельство хищнического уничтожения мегафауны приводят костища копытных в Солютре и Амвросиевке как пример загонно-облавных охот на целые стада(Воронцов, 1999).Но они возникли не в результате одной или нескольких охот, а накапливались столетиями и тысячелетиями. Скопления костей мамонта на стоянках вообще имеют сложный охотничье-собирательский характер, а охота на него была скорее контактной (Крупник, 1992, Чубур, 1993, 2006).

Связь массового вымирания мегафауны, в первую очередь мамонтов с резкими изменениями климата, а не с расселением человека убедительно доказанадля районов Арктической Сибири (Никольский, Питулько, 2013), существенные аргументы в пользу этого приведены и для Евразии и Северной Америки в целом (Леви, Задонина, 2012). Но если там массовое вымирание в целом совпадает с рубежом плейстоцен / голоцен (исследователи связывают это с появлением глубокого снежного покрова зимой и сменой злаковых растительных сообществ таежными и тундровыми), то на территории Восточно-Центральной Европы ландшафтный кризис разразился задолго до голоцена. Спусковой механизм, положивший начало некомпенсированному вымиранию мегафауны был иным, хотя и в его основе лежали климатические изменения. Сами по себе изменения климата

не могли быстро и фатально повлиять на мегафауну (весь плейстоцен – серия пульсаций климата, которые массовыми вымираниями не отмечены). Однако резкие климатические изменения породили более губительные для биоценозов явления. Активная деградация и таяние многолетней мерзлоты привели к катастрофическому переувлажнению ландшафтов, обозначенному палеогеографами как Эпоха Экстремальных Затоплений – ЭЭЗ (Чепалыга, 2006). Именно поэтому неверно утверждение о вымирании мамонтовой фауны до распада перигляциальных ландшафтов(Грищенко, 2001, Назаретян, 2010): этот распад не всегда и не всюду совпадал с рубежом плейстоцена. Рассмотрим, как катастрофическое переувлажнение повлияло на мегафауну и среду ее обитания.

1) Резкое снижение объемов кормовой базы. Поскольку в той или иной степени оказалось обводнено до 70-80% территории (термокарстовые озера, болота – особенно в поймах и на низких террасах, солифлюкция), площади кормовых угодий резко уменьшились, ландшафт перестал быть способным прокормить значительные стада животных, каждому из которых ежедневно требовалось полтонны растительного корма. Не удивителен в этом ключе постепенный отход мамонтов на территории, где многолетняя мерзлота еще сохранялась.

2) Разрыв путей сезонных миграций. Возникновение непреодолимых водных преград – как в виде макромеандров и заболоченности в долинах рек, так и в виде заболоченности и термокарстовых озер на плато, безусловно, нарушало существовавшие многие столетия и тысячелетия пути сезонных кормовых миграций стад мамонтов. Это так же должно было привести к нехватке кормов и росту смертности, особенно, в условиях усложнившихся переходов, среди молодняка и ослабленных особей преклонного возраста.

3) Расчленение и мозаичность ранее цельного ареала. Возникновение значительных водных и заболоченных пространств привело к расчленению ареала вида на островки. Судьба небольших изолированных популяций плачевна: если вид не в состоянии восстановить целостность ареала, происходит неизбежное вымирание либо из-за эпизоотий, либо из-за нехватки переизбытке особей одного пола, либо в результате постепенного генетического вырождения. Морфометрия мамонтов Севского местонахождения демонстрирует характерное для островных популяций ввиду нехватки потенциала наследственной изменчивости сильное измельчание животных(Мащенко, 1992) даже по сравнению с мамонтами со стоянки Юдиново, которые не более чемна 1000-1500 лет древнее и не отличаются крупными размерами.

4) Гибель в результате сверхполоводий. Носившие катастрофический характер сверхполоводья ЭЭЗ могли заставать врасплох особи и целые стада мамонтов и других животных, не успевшие покинуть пойму. В числе их жертв, вероятно, и мамонты Севского местонахождения. Сверхполоводья и селевые потоки могли возникать не только весной, но и при прорывах в долину локальных водных бассейнов (Пазинич, 2007).

5) Естественные ловушки. Часть животных погибала не в водном потоке, а оказавшись запертыми возникшей водной преградой в естественных ловушках – оврагах и балках с крутыми склонами. Здесь же они могли стать и легкой добычей для охотников.

Итак, популяция стала испытывать непрекращающийся многофакторный стресс. Не исключено, что отдельные локальные популяции мозаичного ареала помогли уничтожить и первобытные охотники, но существенного вклада в действие природных процессов они, сами вынужденные выживать в меняющихся условиях, не внесли. Постепенно на переувлажненных ландшафтах происходила и смена злаковых растительных сообществ на менее продуктивные, что еще более усугубляло популяционный стресс. От разрывов ареала и резкого снижения площадей пастбищ страдали в первую очередь малочисленные, медленно размножающиеся, но требующие больших объемов пищи гиганты. Однако не следует забывать, что исчезли не только мамонт и шерстистый носорог, но также плейстоценовая лошадь и плейстоценовый бизон. Последним двум на некоторых территориях пришли вскоре на смену родственные виды, но это не совершенно отменяет факта их массового вымирания.

Список литературы:

Буровский А.М., Пучков П.В. Вымирания плейстоценовой мегафауны и их следствия: рукотворный или «чисто природный» процесс? // Stratumplus. – 2013 – №1. Homoarmatusи плейстоценовые вымирания. – С.167-268.

Воронцов Н.Н. Экологические кризисы в истории человечества // Соросовский образовательный журнал. Биология. – 1999 – №10. – С.2-10.

Грищенко В.Н. Новые мифы о главном: первобытный человек и природа // Гуманитарный экологический журнал. Т.3. Вып.2. 2001. – С.56-74

Долуханов П.М. География каменного века. М., 1979. – 154 с.

Крупник И.И. Арктическая этноэкология. – М.: Наука, 1989. – 272 с.

Крупник И.И. Древние эскимосские китобои в Арктике: «бойня детенышкей» или интуитивная эколония? // Экологические аспекты палеоантропологических и археологических реконструкций. – М.: ИА РАН, 1992. – С.161-178.

Леви К.Г.,Задонина Н.В. Позднеплейстоцен-голоценовое вымирание. Причины и следствия // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». 2012. – № 1. – С.68–90.

Мащенко Е.Н. Структура стада мамонтов из Севского позднеплейстоценового местонахождения (Брянская область) // История крупных млекопитающих и птиц Северной Евразии. – СПб., 1992. Тр. ЗИН РАН. – Т.246. – С. 41-59.

Назаретян А.П. О пользе междисциплинарности, или Отчего же вымерла мегафауна плейстоцена? // Биосфера. 2010, т.2, №2.С.312-319.

Никольский П.А., Питулько В.В. Зависимость численности мамонтов от климата в связи с проблемой их вымирания (по массовому радиоуглеродному датированию остатков мамонтов из Арктической Сибири) // Stratumplus 2013-№1.Homoarmatus и плейстоценовые вымирания. – С.133-165.

Пазинич В.Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра. – Ніжин, 2007. – 372 с.

Сидоров В.В. Оценка численности населения лесной зоны в неолите// Теория и методика исследований археологических памятников лесостепной зоны. Липецк, 1992. – С.73-76.

Файнберг Л.А. Охотники американского севера. Л., 1991.

Чепалыга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Севера Евразии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. – Ростов н/Д; Азов, 2006. – С. 166–171.

Чубур А.А. Система «человек-мамонт» в бассейне Десны. Культурная адаптация в верхнем палеолите. – Курск, ЦДЮТ, 1993. – 60 с.

Чубур А.А. Эксплуатация мамонтовых «кладбищ» как элемент адаптации палеолитического человека к природным условиям Эпохи Экстремальных Затоплений // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2006. – С.348-352.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЕ ПЕРИОДЫ. ТРИУМФ ЛЕДНИКОВОГО УЧЕНИЯ ИЛИ ПУТЬ К ЕГО РАЗВЕНЧАНИЮ?

В.Г. Чувардинский

Кольский филиал Петрозаводского государственного университета, Апатиты, Россия, lavrentieva@arcticsu.ru

QUATERNARY AND LATEPALEOZOIC GLACIAL PERIODS. GLASIAL STUDIES TRIUMPH OR THE WAY TO ITS DISCROWN?

V.G. Chuvardinsky, Kola Branch of Petrozavodsk State University, Apatity, Russia

Учение о великом четвертичном ледниковом периоде уже полтора века безраздельно господствует в науках о Земле. Всего на два десятка лет позже – в середине XIX века возникла и вскоре упрочилась теория еще более грандиозного пермско-каменноугольного (позднепалеозойского) ледникового периода.

Ученые западноевропейских и наших научных школ еще не до конца определились с причинами великих оледенений (в анналах ледниковой теории имеется более 220 гипотез о причинах ледниковых периодов и число их продолжает множиться), но все же выработали главные геологические признаки былых покровных оледенений. Это прежде всего многочисленные формы экзарационных типов рельефа, считаемых наиболее ярким творением ледника, и валунные отложения – «донная морена» ледниковых покровов.

Признаки, выработанные для четвертичного оледенения, широко применяются для установления следов пермско-карбонового ледникового периода, хотя и с меньшим набором ледниковых признаков – не все из них сохранились. Некоторые отличия имеют и позднепалеозойские «морены» (тиллиты) – они уплотнены и в слабой степени метаморфизованы.

Многолетние исследования автора на Балтийском щите и других территориях, якобы пребывавших под ледником, не позволяют согласиться с устоявшимися ледниковыми канонами, поскольку «ледниковые признаки» не имеют к леднику никакого отношения. Прежде всего это относится к «ледниково-экзарационным» типам рельефа – самым наглядным и легко доступным для полевого изучения.

Автором (1992, 2000, 2012, 2014) было установлено, что «экзарационные» типы рельефа четвертичного времени (фиорды, шхеры, озерные котловины в коренных породах, друмлины) своим формированием обязаны разрывным дислокациям разного ранга и порядка. Они занимают свое нормальное место в ансамбле парагенетических структур, которые сопровождают разломообразование. Детальное изучение систем разломов, особенно сдвигов и зон их динамического влияния, показало парагенетическую связь наиболее ярких «экзарационных» типов рельефа (бараньих лбов, курчавых скал, полировки пород, систем штрихов и борозд) с такими структурами, как надвиги, взбросы, сбросы и сдвиги. Массовое развитие перечисленных форм рельефа наблюдается на окончаниях крупных сдвигов и они по существу представляют собой сместители и зеркала скольжения перечисленных приповерхностных разрывных структур, висячие крылья которых большей частью разрушены на глыбово-валунную составляющую.

Разломно-тектонический генезис бараньих лбов и курчавых скал, борозд и штрихов подтверждается следующими данными:

а) в контуре крупных обнажений прослеживается погружение отполированных и изборожденных склонов бараньих лбов и курчавых скал под висячие крылья надвигов, взбросов и пологих сбросов;

б) в интрузивных массивах при гравитационном сползании блоков пород обнажаются отполированные и штрихованные «лысины» типичных бараньих лбов внутриблочного происхождения;

в) тектонический тип поверхности рельефа бараньих лбов и курчавых скал, представляющих собой структурные волны, характерные для надвиговых структур. Зеркальная поверхность «лбов» покрыта пленкой милонитизированных пород, а системы борозд и штрихов имеют параллельное и субпараллельное расположение, типичное для тектонических структур.

Этих пунктов достаточно для развенчания ледниковой теории.

Что касается происхождения валунно-глыбового материала, то вопреки широко распространенному мнению, вовсе не ледник разрушал кристаллические породы, выламывая блоки и глыбы. Напротив, основная масса этого материала имеет разломно-тектонический генезис. Неотектонические процессы хрупкого разломно-трещинного разрушения верхней части кристаллического фундамента явились первопричиной образования огромных масс валунно-глыбового материала и вдольразломного дислоцирования части его – с формированием тектонической «морены» – брекчий трения, включающих динамически обработанные, утюгообразные валуны со штриховкой, бороздами и шрамами. Мелкоземистая фракция тектонической «морены» – это переотложенный материал неогеновой коры выветривания.

Главными доказательствами **пермско-каменноугольного оледенения являются толщи тиллитов, валуны со шрамами, штриховка и полировка кристаллических пород, рельеф бараньих лбов, серповидные**

выемки и другие критерии, используемые и для доказательства четвертичных ледниковых покровов. Широкое привлечение этих признаков для доказательства пермско-карбонового оледенения позволило сделать вывод о необычайной грандиозности ледниковых событий. Принято считать, что ледяной панцирь толщиной до 5-6 км покрывал Южную и Центральную Африку, Индостан, Мадагаскар, Австралию, Антарктиду, Южную Америку, часть Аравийского полуострова.

Тиллиты каменноугольно-пермского оледенения обнаружены в Европе – в Великобритании, в угольных слоях Франции и Германии (в Тюрингии, Вестфалии). В Северной Америке к тиллитам этого времени относят мощные конгломераты Новой Шотландии, о. Принца Эдуарда, а также штата Оклахома. Кроме того в районе Бостона на площади 260 км^2 выходят не только «совершенно достоверные тиллиты, но и ленточные глины (сланцы)». Тиллитыпермо-карбона развиты на Аляске и в провинции Юкон, известны они и на северо-востоке Азии, на Урале, в Казахстане.

Итак, «надежные признаки» покровных оледенений – тиллиты широко развиты как в Южном, так и в Северном полушарии планеты и даже захватывают экваториальные и тропические зоны того времени. Палеогеографы и геологи торжествовали: мощнейшее оледенение охватывало основную часть земной суши! Иногда были слышны голоса палеонтологов, ботаников и зоологов, пытавшихся указать, что при оледенениях таких масштабов возникнут проблемы с сохранностью органической жизни на континентах и вообще на Земле. Но им указывали на тиллиты, на штрихи и борозды и ученые смирялись.

Для периода грандиозного, «охватившего практически весь земной шар» пермско-карбонового оледенения имеется богатый палеонтологический материал, позволяющий реконструировать фактические ландшафты и климаты этой эпохи. Вот так описывают природную обстановку того времени многие ученые: В каменноугольном периоде создались чрезвычайно благоприятные условия для развития наземной растительности. Теплый, влажный климат господствовал на значительных пространствах земного шара. Душная, тяжелая атмосфера царила в каменноугольных лесах. Формировались залежи каменных углей, составляющих почти 30 % мировых запасов этого топлива.

Но может быть максимальные фазы пермско-карбонового оледенения приходятся на пермский период? Однако, все, что известно о климатах перми явно не подтверждает теорию «великого оледенения». В Геологическом словаре (1973) констатируется: «Климат пермского периода был вообще самым теплым из ранее господствующих в палеозое». В условиях жаркого и сухого климата в одних районах Земли в высыхающих морях и обширных лагунах отлагались толщи эвапоритов, гипсов, ангидридов, солей, а в других царил жаркий и влажный климат и шло накопление залежей каменных углей.

Итак, «душная, тяжелая, влажная атмосфера», в каменноугольном периоде и «жаркие обширные пустыни» в пермском периоде. В одном периоде – парная баня, в другом – сухая сауна. Каменноугольный период являлся также временем расцвета органической жизни и на море – временем расцвета одиночных и колониальных четырехлучевых кораллов, головоногих моллюсков, фузулинид, а также иглокожих, особенно морских лилий и морских ежей. Морская фауна изобиловала рыбами, а на суше процветали земноводные и, появившиеся в среднем карбоне, пресмыкающиеся.

Учитывая, что остатки растительности того времени нередко находят в разрезе тиллитов, а сами тиллиты переслаиваются с линзами и пластами каменного угля – самое время напомнить, что тиллиты являются тектонической брекчией, тектоническим меланжем, а валуны со шрамами и штрихами самый надежный индикатор их тектоно-динамической обработки. Что касается отполированной и изборожденной «ледниковой постели» коренных пород, а также бараньих лбов и курчавых скал, находящихся в ассоциации с тиллитами, то это как раз яркое свидетельство тектонических приповерхностных сколовых смещений сдвигового и надвигового типов. Это позволяет закрыть страницу о грандиозном пермско-каменноугольном оледенении.

Но есть еще дополнительные материалы в поддержку этих выводов – они касаются ледникового учения в целом. К настоящему времени работами гляциологов, геологов и геофизиков изучена динамика и закономерности движения покровных ледников по всей их толще, по всему их разрезу. Особое, уникальное значение имеют результаты сквозного – до коренного основания, разбуривания льдов Антарктиды и Гренландии, выполненные по Международным проектам. Тщательное изучение многокилометровых колонок льда, а также изучение вертикальных обрывов льда и исследование льда в туннелях, пробитых в основании ледников, дали неожиданные результаты. Оказалось, вместо толщ мореносодержащего льда, сплошь начиненного огромными глыбами и валунами (что привычно изображается на схемах и рисунках в учебниках по общей и четвертичной геологии, по геоморфологии) в материковых льдах фиксируются только включения супесчано-глинистого и мелкоземистого вещества. Даже в придонных частях ледников – там, где принято помещать мощную придонную морену, набитую огромными глыбами и утюгообразными валунами, фиксируются только мелкие линзы и сгустки глинистого и супесчанного вещества, да редкие песчаные зерна. Эти минеральные включения содержатся в сотых долях процента и, в основном, представлены вулканическим пеплом, микрокосмическими частицами, эоловой пылью далеких пустынь, редкими включениями мелкоземистого терригенного вещества, а также спорами и пыльцой. Какие уж тут тиллиты с громадными валунами!

Но сторонники ледникового учения нашли выход из драматического положения: они начали утверждать, что ледниковый покров Антарктиды разгружает валунно-глыбовый материал не на суше, а на дне морском – на шельфе, путем таяния айсбергов, поэтому дно моря устилает валунно-глыбовая морена. Возглавляет эту точку зрения академик В.М. Котляков и его школа. Но ученые спасительно замалчивают материалы разбуривания донно-морских отложений на шельфе Антарктиды. Так в 113 рейсе «ДЖОЙДЕС Резолюшн» в море Уэдделла и у берегов Земли Королевы Мод пробурено 9 скважин, вскрывших толщу морских плейстоценовых,

плиоценовых и миоценовых отложений. Тщательное изучение керна скважин показало, что все они представлены алеврито-пелитовыми и песчано-алевритовыми осадками без какого-либо включения глыб и валунов, нет даже единичных галек, а гравий отмечен только в миоценовых отложениях.

Кроме того установлено резкое уменьшение осадконакопления в плейстоцене: покровное оледенение надежно защищает поверхность континента от денудации и сковывает эрозионные процессы. При этом пресловутая ледниковая экзарация просто выпадает из геологического процесса, становится мифической. Таковыми становятся и «ледниковые» борозды и штрихи.

Так надо ли развенчивать ледниковое учение или оставить все как есть?

СМЕНА ИСТОЧНИКОВ В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ ЛИНИИ УОХУШАН-УЭЙШАН, УДАЛЬЯНЧИ, КИТАЙ

И.С. Чувашова[1,2], Сунь Иминь[3], Уын Сяосюе[3], С.В. Рассказов[1,2], Т.А. Ясныгина[1]
[1]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, chuvashova@crust.irk.ru
[2]Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
[3]Институт вулканов и минеральных источников,Академия наук Хэйлунцзяна, Удальянчи, Китай

CHANGING SOURCES IN ERUPTION SEQUENCE AT THE WOHUSHAN-WEISHAN VOLCANIC LINE, WUDALIANCHI, CHINA

I.S. Chuvashova, Russia, S. V. Rasskazov, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk State University, Irkutsk, Russia; T.A. Yasnygina, Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk; Sun Yimin, Wei Xiaoxue, Institute of Volcano and Mineral Spring, Heilongjiang Academy of Sciences, Wudalianchi, China

На поле Удальянчи насчитывается 14 вулканов, охарактеризованных K–Ar датировкам и интервала последних 1,46 млн. лет (Liuetal., 2001; Wang, Chen, 2005; Liu, Taniguchi,2001). Имеются данные о начальных вулканических извержениях на этом поле около 2 млн. лет назад (Wangetal., 1996). Вулканические постройки щитовоготипа, сложенные в основном накоплениями глыбовой лавы, венчаются шлаковыми и шлако-лавовыми конусами с диаметром в основании от 500 до 1200 м и высотой 40–170 м. На вершинах конусов обычно находятся кратеры.На вулканическом поле различаются три линии конусов, выстраивающихся в северо-восточном направлении: северо-западная, средняя и юго-западная. Расстояние между первой и второй составляет около 10 км, между второй и третьей – около 14 км.

Северо-западнаялиния, ближайшая к р. Королхэ, состоит из двух конусов (Хальча или Халчу). Южный из них представляет собой наиболее высокий вулкан поля Удальянчи. Средняя линия состоит из пяти конусов (с юго-запада на северо-восток): Уохушан, Биджиашан, Лаохейшан, Хуошаошан и Уэйшан.Эта линия протягивается на 23 км. Около 7 км к востоку от вулкана Уохушан расположен конус Йаокуаншан. В юго-западной линии насчитывается 5 конусов. Она составляет23 км. Вулканы средней линии образуют возрастную последовательность: Йаокуаншан (1,33–0,93 млн лет), Уохушан (0,56–0,40 млн лет) и Уэйшан (0,51 млн лет), Биджиашан (0,45–0,16 млн лет), Лаохейшан (1720–1721 гг.), Хуошаошан (1721 г.).

Опробование вулканов Удальянчи проводилось авторами настоящего сообщения в 2007 и 2011 гг. при организации работ сотрудниками Института геологии и геофизики КАН профессором Джяки Лю и Фанчао Менгом. Дополнительное опробование вулканов Уохушан и Уэйшан выполнено авторами в 2014 г. в рамках совместных работ Института земной коры СО РАН и Института вулканов и минеральных источников Академии наук Хэйлунцзяна.По полученным данным выявлено направленное изменение состава пород средней вулканической линии во времени и реконструирована смена источников извергавшихся магматических расплавов.

Вулканические породы относятся к калиевой серии. На классификационной диаграмме щелочи–кремнезем породы вулкана Йаокуаншан имеют узкий диапазон составов: SiO_2 от 52,3 до 52,6мас. % при сумме Na_2O+K_2O = 9,3–9,6мас. %.Фигуративное поле пород вулкана Уэйшан перекрывает точки пород этого вулкана: SiO_2 от 51,7 до 53,6мас. % при сумме Na_2O+K_2O = 8,8–9,7мас. %, а фигуративное поле пород вулкана Уохушан смещено в область диаграммы с более высоким содержанием SiO_2(52,6–53,8 мас. %) и пониженной суммой щелочей (8,3–9,3 мас. %). Точки пород вулкана Биджиашан сопоставляются с нижней частью фигуративного поля пород вулкана Уохушан и образуют тренды с повышением Na_2O+K_2O до 9,5 мас. % при содержании SiO_2 = 54,4 мас. % и с уменьшением SiO_2 до 50,0 мас. % при сумме щелочей 8,7 мас. %. Точки пород вулкана Лаохейшан перекрывают фигуративные поля пород вулканов Биджиашан, Уохушан и частично Уэйшан и Йаокуаншан. Точки пород вулкана Хуошаошан частично перекрывают фигуративные поля пород вулканов Биджиашан и Лаохейшан и в целом смещены в область диаграммы с пониженными содержаниями кремнезема и суммы щелочей.

Максимальные концентрации K_2O (5,97мас. %) при максимальном отношении K_2O/Na_2O (1,8) определены в пирокластических породах вулкана Йаокуаншан. В последовательности изверженийдругих вулканов роль калия снижалась при минимальной концентрации в лаве вулкана Хуошаошан (3,2 мас. %) и минимальном значении K_2O/Na_2O (0,85). В породах вулкана Йаокуаншан определены низкие содержания

MgO(5,5–5,7 мас. %). В последовательности извержений других вулканов содержания этого оксида повышались до максимального значения 8,4 мас. % на вулкане Хуошаошан.

Временная смена состава продуктов вулканических извержений отражала смену источников, отчетливо выраженную в вариациях изотопного состава стронция. В породах вулкана Йаокуаншан значения начального отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ были повышенными (0,70539–0,70540), снижались до 0,70517 в породах вулкана УохушаниУэйшан и далее до интервала 0,70516–0,70521 в породах вулкана Биджиашан. В процессе вулканических извержений 1720–1721 гг. изотопные отношения стронция снижались от лав вулкана Лаохейшан (интервал 0,70513–0,70541) к лавам вулкана Хуошаошан (интервал 0,70505–0,70513).

Временные вариации геохимических параметров выплавок средней вулканической линии Удальянчи интерпретируются в связи с эволюцией магматизма при латеральной неоднородности обогащенного литосферного слоя и вертикальной смене этого слоя менее обогащенным астеносферным. Предполагается, что вулканический материал самой ранней постройки Йаокуаншан извергался из обогащенного пространственно обособленного литосферного источника в районе юго-западного окончания вулканической линии. При извержении вулкана Уохушанк материалу из источника Йаокуаншан примешивался материал из источника, проявившегося в рафинированном виде при более позднем извержении вулкана Биджиашан. Приблизительно в одно время с извержением вулкана Уохушан произошло также извержение вулкана Уэйшан на северо-восточном окончании вулканической линии из обособленного источника, сопоставимого по изотопному составу Src источником вулкана Биджиашан, но отличающегося от него более сильным обогащением выплавок этим элементом.На диаграмме $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$– $10^3/Sr$ выделяется общий компонент с этим же изотопным составом Sr, который интерпретируется как материал астеносферного слоя, подстилающего литосферу. Выплавки, обогащенные Sr, рассматриваются как производные плавления нижней части литосферы с изотопными характеристиками астеносферы (Chuvashovaetal., 2008; Чувашова и др., 2009).

Вулкан Йаокуаншан, предварявший активность линии вулканов Уохушан–Уэйшан, извергал выплавки из обогащенного внутри литосферного источника. При начальной активизации вулканов Уохушан и Уэйшан на окончаниях вулканической линии продолжалось плавление источников литосферы, в том числе в ее подошве. В выплавках, извергнутых на вулкане Уохушан, еще содержалась большая доля примеси обогащенного литосферного материала из источника Йаокуаншан. При извержении вулкана Биджиашан, сместившегося от вулкана Уохушан к центральной части линии Уохушан–Уэйшан, изотопный состав стронция в выплавках уже соответствовал изотопному составу подошвы литосферы, находившейся в изотопном равновесии с астеносферой.

В извержениях1720–1721 гг. ход последовательной смены источников вулканов Йаокуаншан, Уохушан и Биджиашан был нарушен, хотя и сохранилась тенденция смещения вулканов Лаохейшан и Хуошаошанв северо-восточном направлении, от юго-западного окончания вулканической линии к ее центральной части. Извержение вулкана Лаохейшан ознаменовалось распространением выплавок широкого спектра составов, характеризующих разнородный литосферный материал района юго-западного окончания вулканической линии, включая подошву литосферы.В течение короткого эпизода извержений вулкана Лаохейшан извергся весь спектр материала из источников, в которых процессы плавления были растянуты прежде на временной интервал 1,33–0,16 млн лет назад. Имелись также отдельные образцы с характеристиками источника вулкана Уэйшан северо-восточного окончания вулканической линии.

Мы предполагаем, что источники выплавок вулкана Лаохейшан были сфокусированы на границе между литосферными блоками разного состава и происхождения. Возможно, межблоковая граница пространственно соответствовала субмеридиональному фрагменту шовной зоны закрывшегося Солонкерского палеоокеана (Рассказов и др., 2012). Вся предшествующая смена источников средней вулканической линии Удальянчи отражала их продвижение от внутренней части юго-восточного блока к межблоковой границе. Сосредоточенное межблоковое плавление под вулканом Лаохейшанповлекло за собой быструю эрозию подошвенного слоя литосферы, изотопно-равновесного астеносфере, и сильно обогащенного слоя литосферы с механическим замещением этих слоев астеносферным материалом. Позже, в продуктах извержениявулканаХуошаошан1721 г. компоненты этих слоев в выплавках отсутствовали, а эрозии подвергалась вышележащая часть менее обогащенной литосферы с примесью астеносферного материала, привнесенного флюидами. Характер образования магм под вулканом Хуошаошан стал подобным магмообразованию, происходившему под вулканическим полем Нуоминхе и определялся вовлечением в плавление общего с этим полем астеносферного материала.

На диаграммах Ni/MgO – SiO_2 и FeO/MnO – MgO в породах обозначиласьпреобладающая роль низко-иумеренно магнезиальных источников пироксенитового типа. Плавление начиналось в литосферном источнике низкомагнезиальных пироксенитов с низким FeO/MnO. Повышение MgO в лавах вулканов Биджиашан, Лаохейшан и Хуошаошан, по отношению к породам вулканов Йаокуаншан, Уэйшан и Уохуошан, было сопряжено с возрастанием в выплавках доли материала из астеносферного источника.

Активизация мантийных источников определялась общим последовательным смещением процессов плавления вдоль линии Уохушан–Уэйшан по механизму проникающего разрыва с запуском единого направленного процесса около 0,6–0,5 млн лет назад. Проявлению всего спектра источников и их быстрой смене в 1720–1721 гг. способствовала концентрация растяжения литосферы в центральной части вулканической линии. Механизмы очагов крупных землетрясений, однако, свидетельствуют о том, что в настоящее время кора района Удальянчи испытывает субширотное сжатие (Wang, Chen, 2005). По-видимому, извержение вулканов Лаохейшан и Хуошаошан обозначило максимум растяжения литосферы, а к настоящему времени тектонические напряжения уже релаксированы.

Работа выполнена при финансировании проекта РФФИ № 14–05–31328.

Список литературы:

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. – 351 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Лиу Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Изотопно-обогащенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизмапровинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай // Известия Иркутского государственного университета. Серия наук о Земле. – 2009. – Т. 2. – № 2. – С. 181–198.

Chuvashova I.S., Liu J., Rasskazov S.V. etal. Latest Pleistocene through Holocene volcanism in Central Mongolia and Northeast China: Partial melting in closed and open mantle sources // Internet, 2008. http://www.mantleplumes.org/Mongolia volcanism.html

Liu J., Taniguchi H. Active volcanoes in China // Northeast Asian Studies. 2001. – V. 6. – P. 173–189.

Liu J., Han J., Fyfe W.S. Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology // Tectonophysics. – 2001. – V. 339. – P. 385–401.

Wang Y., Mu L., Liu W. Regularity and characteristic of volcanic activity at Wudalianchi, Heilongjiang // 30th International Geological Congress. Beijing, China, 1996. – 14 p.

Wang Y., Chen H. Tectonic controls on the Pleistocene-Holocene Wudalianchi volcanic field (northeastern China) // Journal of Asian Earth Sciences. – 2005. – V. 24. – P. 419–431.

ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

О.Г. Шарова[1,2], Е.В. Безрукова[1,2]. А.А. Щетников[3], П.П. Летунова[1,2], Н.В. Кулагина[3], Е.В. Иванов[1], И.А. Филинов[3], О.В. Левина[1], Е.В. Кербер[1]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, sharova@igc.irk.ru

[2] Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

[3]Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

LANDSCAPES AND CLIMATE OF THE SOUTH OF EASTERN SIBERIA IN THE HOLOCENE

O.G. Sharova, E.V. Bezrukova, P.P. Letunova, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia, Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk, Russia;

O.V. Levina, E.V. Kerber, E.V. Ivanov, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia;

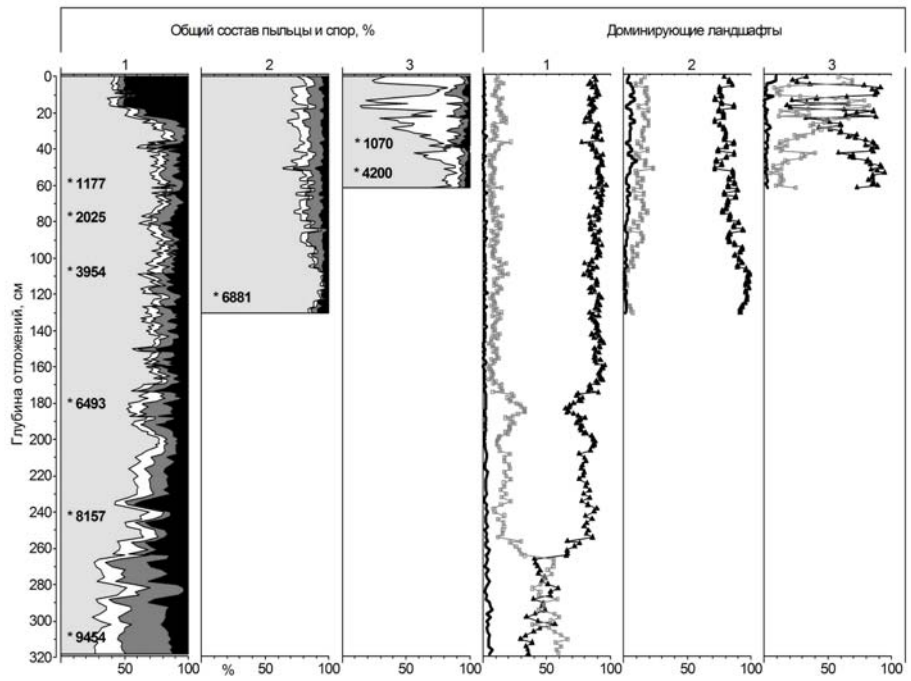
N.V. Kulagina, A.A. Shchetnikov, I.A. Filinov, Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

Исследование в области естественной изменчивости климата последних десятилетий стало одним из важнейших приоритетов в мировой и отечественной науке из-за проявлений антропогенно-обусловленной составляющей этой изменчивости. Результаты таких исследований рассматриваются как важнейший вклад в оценку сценариев климата будущего и обусловленной суммой климатических и антропогенных факторов изменчивости вмещающего человечество ландшафта. Растительность и ландшафты юга Восточной Сибири чутко откликаются на длительно- и коротковременные климатические вариации благодаря положению региона в глубине континента под влиянием крупнейшей климатообразующей системы – Азиатского максимума и развития многолетней мерзлоты. Следовательно, можно ожидать, что будущие изменения климата в этом регионе могут вызвать значительные изменения его экосистемы.

Цель настоящего исследования – реконструировать региональные изменения растительности и ландшафтов юга Восточной Сибири, провести межрегиональную корреляцию выявленных событий в истории растительности и климата, оценить возможные причины таких изменений. Для этого были использованы результаты палинологического анализа и радиоуглеродного датирования торфяников и донных отложений озер, расположенных в горах Восточного Саяна (торфяник в долине р. Сенца и керн из донных отложений о. Хара-Нур) в условиях резко-континентального климата (Ярмолюк и др., 2003). Современная растительность этой территории представлена разнотравно-кустарниковыми кедрово-лиственничными лесами, с участием ели и пихты. Другим объектом исследования стал торфяный массив с Танхойской подгорной равнины, расположенной между хребтом Хамар-Дабан и южным берегом озера Байкал в условиях умеренно-континентального климата. Растительность Танхойской равнины представлена темнохвойными лесами из сосны сибирской, пихты и ели. Сосна обыкновенная и лиственница встречаются редко (Моложников, 1986).

Для выявления региональной динамики ландшафтов был применен метод биомизации (Tarasov et al., 2007). Для графического оформления спорово-пыльцевой диаграммы, диаграммы доминирующих ландшафтов (рис.) использовано программное обеспечение Tilia/Tilia-Graph/TGView (Grimm, 2004).

Реконструкция растительности и ландшафтов на основе пыльцевых записей из разреза торфяных отложений вблизи р. Выдриная (Танхойская равнина) показывает господство двух типов ландшафтов – тундрового и лесного – в раннем голоцене около 9,5-8 тыс. л.н. Доминирующие позиции в лесных ландшафтах занимали темнохвойные леса из пихты, ели, сосны сибирской, что означало наступление здесь регионального климатического оптимума. Начиная примерно с 8 тыс. л.н. происходит сокращение роли кустарниковых сообществ из карликовой березки, постепенно снижается доля пихты и ели, повышается – сосны обыкновенной.



Обобщающий график реконструкции изменения доминирующих ландшафтов из изученных разрезов. 1 – торфяник в долине р. Выдриная; 2 – донные отложения оз. Хара-Нур; 3 – торфяник в долине р. Сенца. Общий состав пыльцы и спор: ▒ – древесные, □ – наземные травы, ▫ – кустарники, ■ – споровые. Доминирующие ландшафты: ▲- лесные, □ – тундровые, ▬ – степные. *1177 – калиброванный возраст отложений в годах.

Незначительное снижение доли древесной растительности отмечено около 7-6 тыс. л.н., но позднее этого времени наступает почти абсолютное господство лесных ландшафтов в пределах Танхойской равнины, которое продолжается и до настоящего времени. Пыльцевые записи донных отложений с озера Хара-Нур и разреза р. Сенца (высокогорная зона Восточного Саяна) также подтверждают тенденцию развития лесных ландшафтов с участием кедрово-сосновых лесов с примесью ели и пихты в среднем-позднем голоцене. Расширение лиственничных лесов в этом регионе в интервале времени около 2,5-1 тыс. л.н. может означать похолодание и ухудшение климатических условий в позднем голоцене.

Нестабильность шкалы значений лесных и тундровых ландшафтов, реконструированных для торфяника из долины р. Сенца, объясняется расположением точки опробования в пределах открытых редколесных ландшафтов. В этом случае пыльца древесных растений является преимущественно заносным элементом пыльцевых спектров, и ее аккумуляция во многом зависит не от состава лесной растительности, а от способности пыльцы древесных таксонов к рассеиванию.

Сравнение тренда динамики ландшафтов и климата юга Восточной Сибири с трендом эволюции климата Северного полушария из глобальных ключевых разрезов показало, что региональная климатическая система чутко откликалась на вариации глобальной системы и оказывала доминирующее влияние на динамику региональных ландшафтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 15-05-01644, 14-05-00779).

Список литературы:

Моложников В.Н. Растительные сообщества Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1986. – 270 с.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 1. – С. 3-34.

Grimm, E.C., 2004. TGView. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield.

Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F. Vegetation and climate dynamics during the Holoceneand Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2007. – V.252. – P. 440-457.

ДОЛИНА РЕКИ ПАЛЕО-БЕЙСУГ В АКВАТОРИИ АЗОВСКОГО МОРЯ

А.А. Шейков

ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», Геленджик, Россия, sheykovaa@ymg.ru

VALLEYPALEO-BEYSUGRIVER IN THE SEA OF AZOV

A.A. Sheykov, SSC FSUGE «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia

На основе комплексного геолого-геофизического подхода к интерпретации данных по морской части листов L-37-XIV (Должанская) и L-37-XV (Приморско-Ахтарск)обобщены ретроспективные и впервые полученные материалы по низкочастотному сейсмоакустическому профилированию (НЧ НСП), пробоотбору и картировочному бурению.

Вцентральной части российского сектора Азовского моря, в его Ясенском заливе и Бейсугском лимане определено положение долины реки палео-Бейсуг. Выполнено изучение четвертичных отложений с реконструкцией геоморфологических обстановок. Дана характеристика четвертичным отложениям, а также генетически однородным поверхностям, элементам и формам рельефа. Изучена предголоценовая долина палео-реки Бейсуг.

Предшествовавшее голоцену неоплейстоценовое время на современной площади Азова характеризовалось несколькими этапами неотектонических движений, происходивших в условиях ритмичного изменения климата ледниковых и межледниковых эпох с образованием покровных суглинков и почв, соответственно. В раннем неоплейстоцене преобладали поднятия, средний и поздний неоплейстоцен в целом характеризуются нисходящим развитием территории. В раннем неоплейстоцене, на границе апшеронского и чаудинского времени, происходило сокращение морского бассейна, вызванное эпейрогеническими поднятиями. Береговая линия чаудинского морского бассейна имела очень сложную конфигурацию, море заходило вверх по речным долинам, создавая систему многочисленных заливов и лиманов. В конце раннего неоплейстоцена – как ответ на начало отрицательных неотектонических движений – последовала древнеэвксинская трансгрессия. Продолжилось опускание территории и в узунларское время. Карангатский бассейн в момент максимальной трансгрессии был близок по своим очертаниям современному Азовскому морю. В послекарангатское время отмечается крупная новоэвксинская регрессия. К концу нового эвксина в результате эпейрогенических поднятий почти вся территория Западно-Кубанской впадины была осушена и в ней происходило накопление лиманных и озёрно-аллювиальных, лёссово-болотных отложений. В течение этих периодов под современной акваторией Азова проявляли различную активность палеореки.

Долина реки палео-Бейсуг заложилась в новоэвксинское время на поздненеоплейстоценовой пологонаклоной аллювиальной равнине и продолжила своеформирование в древнеазовское время.Начало голоцена характеризовалось тектоническим опусканием Западно-Кубанского прогиба. Воды древнеазовского моря постепенно заливали поздненеоплейстоценовую полого наклонную аллювиальную равнину и заполняли осадками понижения предголоценового рельефа, формируя голоценовую пологонаклонную шельфовую равнину. В древнеазовское время отмечено несколько трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря. В начале и середине древнеазова, активно размывая верхненеоплейстоценовые отложения, работала долина палео-Бейсуга. В конце древнеазовского времени отлагались преимущественно морские осадки.

Реконструированная погребенная предголоценовая палеодолина р. Бейсуг, пересекавшая площадь морской части листов L-37-XIV и L-37-XV в близширотном направлении, впадала в погребённую предголоценовую долину палео-Дона ориентированную близмеридионально (рис. 1). Прослеженная долина реки

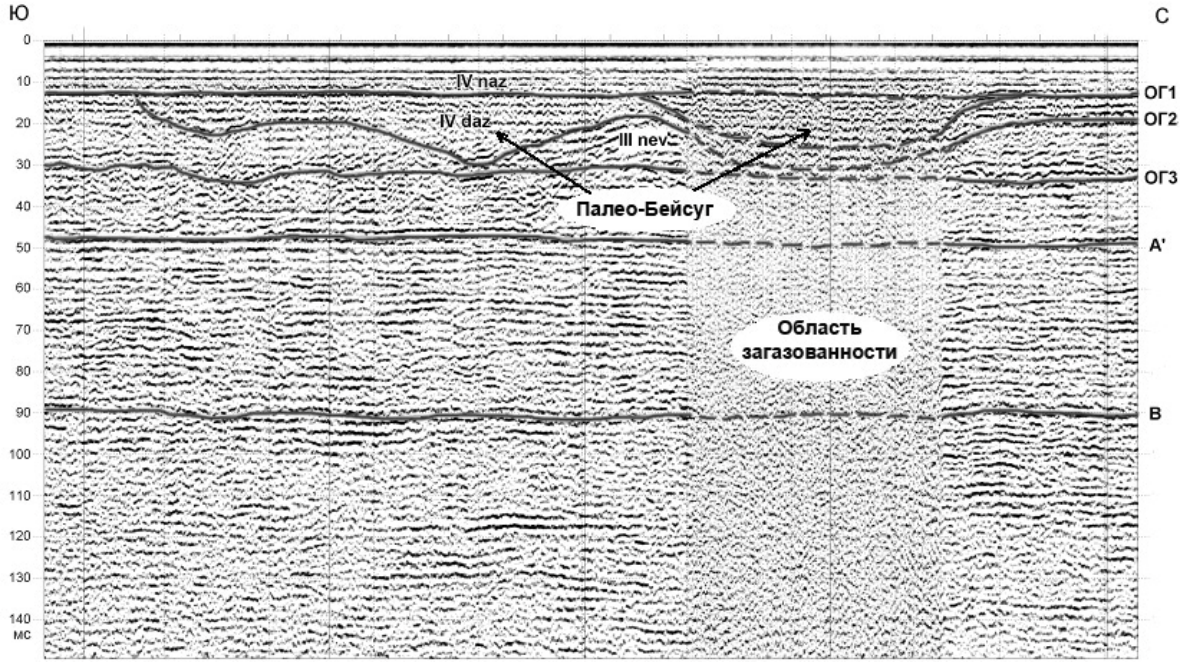


Рис. 1. Фрагмент временного разреза НЧ НСП с врезом реки палео-Бейсуг

палео-Бейсугпо материалам НЧ НСП (рис. 2), фиксируется на профилях ВЧ НСП и М НСП в акваторииАзовского моря и его Ясенского залива с Бейсугским лиманом. На разрезах НСП распознается по палеоврезам в средней и нижней части сейсмотолщи ОГ2-ОГ1. Во врезах фиксируется загазованность осадков (рис. 2). Сейсмогоризонт ОГ2 (в подошве голоцена) следится в виде неровной эрозионной поверхности в кровле новоэвксинского (реже – сурожского) горизонта, а сейсмогоризонтОГ1– переменной интенсивности с практически горизонтальным залеганием фиксирует подошву морских отложений новоазовского горизонта. Палеодолина подтверждена картировочным бурением на площади листа L-37-XIV (Должанская), где ее ширина у границы российского сектора Азова вблизи устья достигает20 км. К востоку, в том числе на морской части листа L-37-XV, она разветвляется на два рукава шириной 7-18 и 5-8 км (рис. 1-2), пространственно совпадающих с унаследованными, соответственно, Бейсугской и Ачуевской ложбинами. Глубина долины

составляла 11 м. Прослежены левый и правый борта бейсугскогои ачуевского рукавов, западнее сливающиеся в общеепалеорусло. Борта – преимущественно пологие. Заполнена долина аллювиальными, озёрными, морскими древнеазовскими отложениями. На месте палеодолины в неоплейстоцене существовали и предшествующие ей более мелкие долины, но следы их частично уничтожены в древнеазовское время.



Рис. 2. Предголоценовыедолины рек полео-Бейсуг и палео-Дон

По бортам предголоценовой палеодолины Бейсуга отмечены предголоценовые эрозионные уступы. Выделены они при интерпретации сейсмоакустических материалов. Выработаны уступы в более плотных глинистых породах верхнегонеоплейстоцена. Высота их достигает 3 м. Сохранились они частично. Крутизна уступов – 10°, на запад по долине она уменьшается.

Таким образом, по сейсмоакустическим материалам, увязанным с данными бурения, прослежена неоплейстоцен-голоценовая история геологического развития района. Изучена предголоценовая долина реки палео-Бейсуг с ее палеоврезами и эрозионными уступами. Установлено что палеодолина формировалась с нового эвксина по ранний голоцен.

В работе использованы материалы, полученные в рамках государственных контрактов 27/01/13-16 и 41/01/13-49.

ДАТИРОВНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХОТЛОЖЕНИЙ С ПОМОЩЬЮТЛ-МЕТОДА: ПРИНЦИПИАЛЬНО НОВЫЙ ПОДХОД И ТЕХНОЛОГИЯ

[1,2,3] В.С. Шейнкман, [2,3] А.Д. Писарев
[1]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[2]Институт криосферы Земли СО РАН
[3]Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

DATING OF QUATERNARY SEDIMENTS BY DINT OF TL-METHOD: PRINCIPALLY NEW APPROACH ANDTECNOLOGY

V.S. Sheinkman, Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk, Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tymen State Gas and Oil University, Tyumen, Russia;
A.D. Pisarev, Irkutsk, Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tymen State Gas and Oil University, Tyumen, Russia

Авторами разработанпринципиально новый подход к термолюминесцентному(ТЛ) методу датирования четвертичных отложений, когда в качестве минерала-таймера берется распространенный в этих отложениях кварц, а время его нахождения в изучаемой породе определяется по температуре максимума стимулируемого в нем ТЛ пика. Этот процесс осуществляется по специальной разработанной технологии и на специально сконструированном для нее оборудовании. Геологическая суть проблемы была освещена в (Шейнкман, 2013а; 2013б), и в данной работе предлагается к рассмотрению основа метода – разработанная авторами физическая и математическая модель процесса накопления радиационных дефектов в минерале-таймере, количество которых является критерием времени его нахождения в исследуемой породе. Это принципиальный вопрос, вокруг которого,собственно, и идут споры.

ТЛ метод охватывает диапазон датирования в несколько сотен тысяч лет и использует в качестве таймера широко распространенные в четвертичных отложениях минералы, чем в первую очередь и привлекает к себе внимание. Метод основывается на простой формуле: возраст породы равен отношению полученной дозы радиоактивного облучения минерала-таймера к мощности экспозиционной дозы естественного радиационного поля в точке отбора пробы. В качестве минерала-таймера в нашем случае используется кварцпесчаной фракции, экстрагированный из изучаемой породы посредством специальной методики.

Измерение полученной минералом-таймером дозы обучения возможно только косвенным способом, обычно – по стимулированному в нем ТЛ пику, и процесс ТЛ датирования заключается в регистрации и интерпретацииэтого пика при нагревании кварца,экстрагированногоиз изучаемых пород. Традиционный метод определения полученной дозы путем измерения интегральной характеристики ТЛ выплеска имеет ряд существенных недостатков, что освещено в (Шейнкман, 2013а; Шейнкман, 2013б; Писарев, Шейнкман, 2013). Поэтому авторами была поставленазадача: найти подход, лишенный этих недостатков – связанных, прежде всего, с оптическими измерениями и искусственным облучением минерала-таймера.

Новый метод потребовал более глубокого понимания лежащего в основе метода физического процесса и построения его математической модели.Результатыэтихразработок авторы и предлагают в настоящей работе. Представлена в нейкаксама технология определения абсолютного возраста отложений, так и ее основа – физико-математические модели процессов накопления центров свечения в кварце в природных условиях и формирования кинетики ТЛ процесса, наблюдаемого при проведении авторамиспециальных экспериментов.

Физико-математическая модель ТЛ процесса как основа датирования

Накопление центров свечения в кварце

В основу физико-математической модели метода авторами был положен процесс накопления энергиив кварце, результирующий егооблучениев радиоактивном поле изучаемой породы. В природных условиях изотопы, содержащиеся в породах, в процессе радиоактивного распада генерируют процесс бомбардировки кварца радиоактивными частицами и определяют в нём образование радиационных дефектов(Раков 2007). В объёме образца кварцаγ-квантв результате внутреннего фотоэффекта поглощается электроном, который приобретает его энергию (обычно до 1 МэВ) и в результате соударения сдвигает в междоузелье атом кислорода, а также порождает свободные электроны (электроны отдачи), которые, получив добавочную энергию, тоже попадают в атомы кислорода, ионизируют и сдвигают их из узлов кристаллической решетки.В итоге каскадсоударенийобразует область радиационного нарушения структуры кристалла, состоящую из узлов с дефектами.В первичном состоянии этобудетнекоторое количество расположенных рядом пар Френкеля – междоузельных атомов кислорода и вакансий по нему, играющих роль ловушек электронов (рис. 1).

Это так называемые E_1-центры. E_1-центры могут находиться в трёх состояниях – немагнитном E_1, парамагнитном E_1, диамагнитном E_1". Соответственно они будут содержать ноль, один и два электрона в локализованном состоянии. Центры свечения для ТЛ процесса при 600-700К представляют собой E_1-центры, находящиеся в диамагнитном состоянии, на которых изначально локализовано два электрона. Эти центры эффективно образуются в объеме кристалла под действием γ-облучения. Энергия термоактивации первого электрона E_1-центра составляет около 1,6 эВ. При термоактивации диамагнитного электрона происходит преобразование E_1-центра в E_1-центр. Тогда как под действием α- и β- облучений образуются парамагнитные E_1-центры, не являющиеся центрами свечения для ТЛ процесса при температурах 600-700К, потому что имеют только один электрон с энергией термоактивации более 2 эВ. Как правило из-за небольшой проникающей способности α- и β- облучений E_1-центры образуются только в поверхностном слое кристалла.

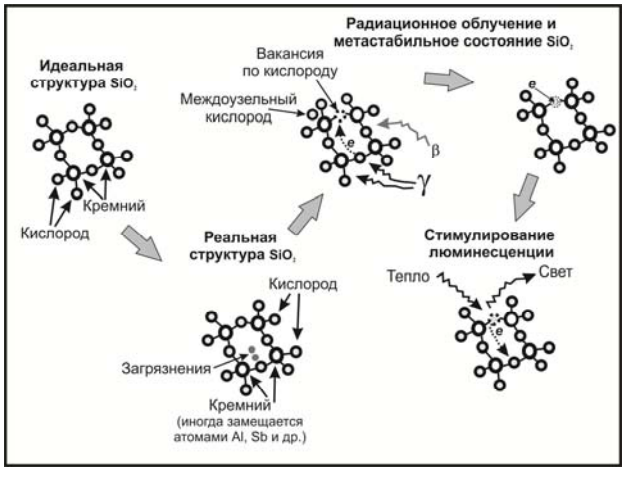


Рис. 1. Принцип ТЛ датирования – пояснения в тексте

Накопление собственных радиационных дефектов в кварце является процессом, протекающим независимо от концентрации примесей и других дефектов, что приводит к стабильному ТЛ пику у природного кварца (Перевалов и др. 2009). Есть данные, что в природном кварце концентрация E_1-центров, связанных с вакансией кислорода, составляет около 1 ppm (Раков 2007). На графике всего процесса (рис. 2, область А) видно, что вначале кварц несет некоторую прогенетическую память – дозу облучения, полученную им прежде и обуславливающую определенную концентрацию на ловушках электронов n_{max}. Перед новым захоронением осадки подвергаются отбеливанию при солнечном свете (рис. 2, область В) – тогда произойдет опустошение ловушек до остаточной концентрации n_{min} (рис. 2, область С). Это нуль-момент, который нужно учитывать в расчётах – так как под солнцем экспозиция кварца не приводит к полному опустошению ловушек, этот параметр выявляется экспериментально. Отсчёт датируемого времени начинается с новым захоронением песчинок, когда (рис. 2, область D) идет накопление центров свечения, которые сохраняются в виде локализованных электронов с некоторой концентрацией n_o у тестируемого образца.

Несмотря на высокую величину термоактивационного барьера 1,6 эВ, экспериментально определено, что для древних образцов кварца концентрация центров свечения достигает n_{max} у насыщенного образца за интервал уже несколько сотен тысяч лет ($t_2 - t_1 \sim 10^5$ лет).Это область Е на рис. 2. Хотя время метастабильной устойчивости E_1"-центров к термоактивации должно составлять более 10^8 лет:

$$t_2 - t_1 = \tau \cdot \exp\left(-\frac{Ea}{kT}\right), \quad (1)$$

где $\tau = 10^{-12}$с – характерный период колебания узла кристаллической решётки кварца, $Ea = 1{,}6 \cdot 1{,}6 \cdot 10^{-19}$Дж – энергия термоактивации электрона, $k = 1{,}38 \cdot 10^{-23}$Дж/К – постоянная Больцмана, $T = 273$ К – средняя температура исследуемой горной породы.

Область насыщения Е на рис.2 можно объяснить процессом нетермоактивационного типа, приводящего к аннигиляции E_1-центра свечения. Предположительно происходит преобразование E_1-центра в E_1-центр с выходом диамагнитного электрона. Доказательством существования такого процесса являются исследования концентрации E_1''- и E_1'-центров в образцах кварца возрастом от 10^5 лет. По данным, приведённым в работе (Раков, 2007) концентрация E_1-центров в древних образцах кварца постоянна и составляет около 1 ppm, а концентрация E_1'-центров увеличивается в среднем 1 ppm за каждый последующий 1 млн. лет в интервале исследования от 1 до 60 млн. лет. Природа этого перехода до конца не ясна, одно из возможных объяснений этому могут являться диффузионные процессы, приводящие к релаксации дефектов данного типа. В любом случае, делаем вывод, что в природных кварцах происходит преобразование E_1''-центров в E_1'-центры с некоторой постоянной скоростью и этот же процесс определяет насыщение $t_2 - t_1 \sim 10^6$ лет(рис. 2, область Е).

Смоделируем процесс накопления локализованных электронов в природных условиях, показанный на рис. 2 областями D и E следующим образом. Допустим, что гамма-излучение в течение всего периода датирования образует в песчинках кварца с постоянной скоростью V_γ радиационные дефекты способные люминесцировать при нагревании:

$$V_\gamma = \beta \cdot E, \tag{2}$$

где β – дозная чувствительность минерала, показывающая количество образующихся центров свечения от каждой гамма частицы в единице объема кварца, E – величина, измеряемая в точке отбора горной породы, является мощностью экспозиционной дозы гамма-излучения, представляет собой количество гамма частиц проходящее через единицу объема кварца в единицу времени.

Область насыщения Е на рис. 2, как описано выше, определяется процессом релаксации данного типа дефектов с аннигиляцией диамагнитного электрона. Предположим, что скорость аннигиляции пропорциональна их концентрации n в данный момент времени:

$$V_A = k \cdot n, \tag{3}$$

где k – коэффициент пропорциональности, который представляет собой константу скорости аннигиляции локализованных электронов.

При насыщении скорость образования радиационных дефектов будет равна скорости их аннигиляции. Тогда с учетом равенств (2) и (3) можно выразить константу скорости аннигиляции через концентрацию N локализованных электронов в насыщении:

$$k = \frac{\beta \cdot E}{N}, \tag{4}$$

Скорость изменения концентрации локализованных электронов в кварце $\frac{dn}{dt}$ будет равна скорости образования (2) радиационных дефектов в объёме минус скорость аннигиляции их за счёт процесса диффузии (3) на поверхность кварцевых песчинок; с учетом (4) можно записать выражение:

$$\frac{dn}{dt} = V_\gamma - V_A = \beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot n, \tag{5}$$

После разделения переменных и интегрирования запишем уравнение для определения возраста горной породы t через концентрацию центров свечения n_0:

$$t(n_0) = \int_{n_{min}}^{n_0} \frac{1}{\beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} n'} \cdot dn' = \frac{N}{\beta \cdot E} \cdot \left[\ln\left(\beta \cdot E - \beta \cdot E \cdot \frac{n_{min}}{N}\right) - \ln\left(\beta \cdot E - \beta \cdot E \cdot \frac{n_0}{N}\right) \right] = \frac{N}{\beta \cdot E} \cdot \ln \frac{1 - \frac{n_{min}}{N}}{1 - \frac{n_0}{N}}, \tag{6}$$

Таким образом, с помощью уравнения (6) мы можем определить абсолютный возраст, измерив остаточную после отбеливания n_{min}, накопленную n_0 и насыщенную концентрацию N центров свечения, а также мощность экспозиционной дозы гамма-излучения E в точке отбора горной породы и дозную чувствительность минерала β.

Кинетика ТЛ процесса вкварце

Следующая задача, заключается в определении начальной концентрации центров свечения по параметрам ТЛ выплеска. Напомним, что традиционный подход, заключающийся в интегральном измерении ТЛ выплеска, имеет существенные недостатки. Поэтому принципиальное решение – отойти от абсолютных оптических измерений и перейти к измерению температур максимумов дозиметрического пика кварца, как критерия возраста горной породы, в которой он находился, позволяет минимизировать погрешности измерения и существенно упростить процедуру датирования. В нашем случае используется сдвиг главного ТЛ пика у кварца в область высоких температур для меньшей начальной концентрации центров свечения. Он объясняется длительным послесвечением, что обусловлено квантово-механическим запретом на прямые переходы между энергетическими уровнями и, как следствие, большим (несколько секунд для кварца при ТЛ процессе в области 600-700 К) временем жизни электронов в возбужденном состоянии. Послесвечение характерно для фосфоресцирующих веществ – в их числеи кварц, что подтверждено нашими многочисленными экспериментами, поскольку в них

доминирующий ТЛ пик сдвигался, в зависимости от начальной концентрации локализованных электронов, в область высоких температур на интервал до 80 К (рис. 3).

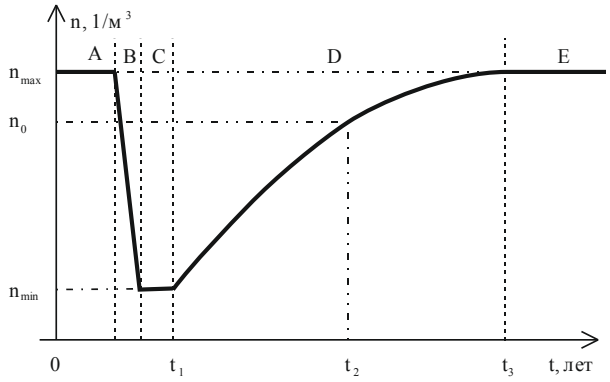


Рис. 2. Процесс накопления центров свечения песчинками кварца в природных условиях– пояснения в тексте

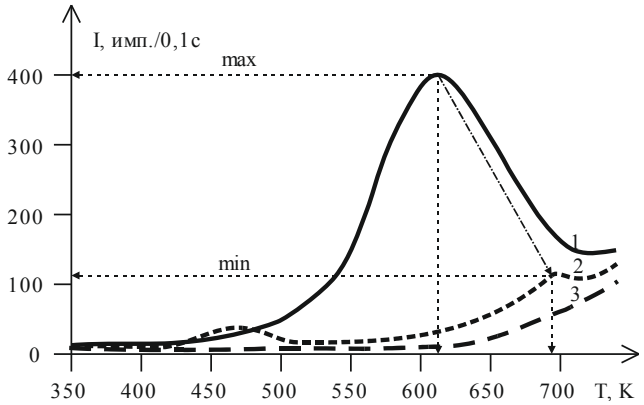


Рис. 3. Экспериментальные ТЛ кривые, полученные при работе с образцами кварца – пояснения в тексте

В природном кварце для доминирующего ТЛ пика переход электронов между энергетическими уровнями происходит через зону проводимости. На рис. 3 показаны данные повторных экспериментов (на новом разработанном приборе – ТЛ-считывателе), полученные по образцам кварцевого песка из меловых отложений Мертвого моря, который максимально насыщен центрами свечения. ТЛ пик на кривой 1 на рис.3, полученный нагреванием насыщенного кварца, наблюдался при температуре около 610 К. ТЛ пик кварца, подвергнутого ультрафиолетовому облучению, показывает кривая 2 на рис. 3 – как видим, такое облучение приводит к опустошению не всех ловушек. Некоторая концентрация захваченных электронов на них остаётся, и она дает на кривой термовысвечивания свой невысокий пик при температуре около 680 К. По амплитуде он примерно в 20 раз меньше доминирующего ТЛ пика, причем сдвигается примерно на 80К в область высоких температур. Полностью освобождает ловушки только высокотемпературный отжиг образца, что показывает отсутствие выраженного пика при повторном нагревании образца после его охлаждения – кривая 3 на рис. 3. Поднятие этой кривой в высокотемпературной области связанно с появлением, при температуре выше 800 К, теплового свечения подложки нагревателя.

Обозначим начальную концентрацию центров свечения образца n_0, и рассмотрим кривые в двух крайних случаях: с начальной концентрацией центров свечения для отбеленного кварца $n_0 = n_{min}$ и $n_0 = n_{max}$ – насыщенного кварца. В образцах кварца, предназначенных для определения возраста, начальная концентрация центров свечения n_0 должна всегда находиться в диапазоне $n_{min} < n_0 < n_{max}$.

Для математического моделирования ТЛ при разных начальных концентрациях центров свечения n_0, была выбрана модель кинетики общего порядка, предложенная в (May, Partridge 1964). Она точнее всего подходит для моделей с одним уровнем ловушек и одним уровнем рекомбинации – так называемых базовых физических моделей ТЛ процессов OTOR (*onetrap – onerecombinationcenter*), и описывает сдвиг ТЛ пика в область высоких температур для меньших начальных концентраций центров свечения n_0, следующим образом:

$$I_{TL} = -\frac{dn}{dt} = n^b \cdot \frac{s}{N^{b-1}} \cdot \exp\left(-\frac{Ea}{kT}\right), \tag{7}$$

где n – концентрация центров свечения в данный момент времени; I_{TL} – интенсивность термолюминесценции, величина пропорциональная количеству квантов света, фиксируемых ФЭУ в единицу времени; N – концентрация центров свечения в насыщенном кварце, предельная величина; Ea – энергия термоактивации; s – частотный фактор, частота тепловых колебаний молекул кварца; b – порядок кинетики процесса термовысвечивания; k – постоянная Больцмана; Т – температура образца в Кельвинах. При использовании линейного по времени нагрева с постоянной скоростью $q = \frac{dT}{dt}$ уравнение (7) после интегрирования с последующим дифференцированием по времени и после несложных преобразований можно записать как функцию интенсивности ТЛ от температуры, которая зависит еще от начальной концентрации центров свечения n_0:

$$I_{TL}(T) = s'' \cdot n_0 \cdot \exp\left(-\frac{Ea}{kT}\right) \cdot \left[1 + (b-1) \cdot \frac{s''}{q} \cdot \int_{T_0}^{T} \exp\left(-\frac{Ea}{kT'}\right) dT'\right]^{-\frac{b}{b-1}}, \tag{8}$$

где $s'' = s \cdot \frac{n_0^{b-1}}{N^{b-1}}$; T_0 – начальная температура нагревания образца кварца.

Поскольку для определения начальной концентрации центров захвата используем температуру максимума ТЛ интенсивности, выполним процедуру нахождения экстремума – продифференцируем формулу (8) по температуре и приравняем производную к нулю. Из полученного уравнения выразим начальную концентрацию

центров свечения n_0. После преобразований выражение для начальной концентрации локализованных электронов n_0 принимает вид:

$$n_0(T_{max}) = N \cdot \left[\frac{q}{\frac{s \cdot b \cdot k \cdot T_{max}^2}{Ea} \cdot \exp\left(-\frac{Ea}{kT_{max}}\right) - s \cdot (b-1) \cdot \int_{T_0}^{T_{max}} \exp\left(-\frac{Ea}{kT'}\right) dT'} \right]^{\frac{b}{b-1}} \quad (9)$$

Формула (9) позволяет определять начальную концентрацию локализованных электронов по температуре ТЛ максимума.

Таким образом, формулы (6) и (9) определяют новую технологию определения возраста горной породы. Из уравнений для удобства можно исключить параметр N концентрацию центров свечения в насыщении, если ввести нормализованную плотность накопленных $u_0 = \frac{n_0(T_{max})}{N}$ и оставшихся после отбеливания $u_{min} = \frac{n_{min}}{N}$ центров свечения.

Заключение

Новый подход к ТЛ датированию подразумевает следующие технологические этапы. Для определения возраста выполняют пробоотбор из отложений, где минерал-таймер сохранялся при постоянной мощности экспозиционной дозы естественной γ-активности и в последний раз подвергался облучению солнечным светом в момент начала отсчета интервала датирования. В точке отбора требуется произвести измерения мощности γ-активности с помощью натрий-йодистого сцинтилляционного радиометра. Далее проводится пробоподготовка для экстрагирования из породы требуемой навески кварца с выделением фракции 0,1-0,2 мм, включаяситованиев воде и кислотную обработку. На следующем этапе выполняются измерения температуры максимума свечения образцов кварца, для чего с помощью прибора-считывателя ТЛ сигналапри постоянном нагревании регистрируется кривая ТЛ высвечивания. Полученная температура максимума вводится в компьютерную программу определения абсолютного возраста, которая выполнит расчёт формул (6) и (9).

Новая технология, таким образом, включает математическую модель используемого ТЛ процесса, компьютерную программу для расчетов определений возраста изучаемых пород и прибор – считывательТЛ сигнала. Причем прибор сконструирован именно с ориентаций на точную фиксацию температуры ТЛ пика.

Список литературы:

Перевалов А.В., Шейнкман В.С., Лютоев В.П., Цыденов А.Б. Дозиметрические свойства природного кварца и возможности его использования для определения возраста четвертичных отложений. //Материалы Третий международной конференции. Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека, г. Томск, 2009. – С. 440-443.

Писарев А.Д., Шейнкман В.С. Развитие термолюминесцентного метода определения абсолютного возраста четвертичных отложений по содержащемуся в них кварцу. //Материалы Четвертой Международной конференции. Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека, г. Томск, 2013. – С.404-407.

Раков Л.Т. 2007. Научные основы применения структурных дефектов в кварце в качестве индикатора минералообразования. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья» им. М.Н. Федоровского, Москва . – 329 с.

Шейнкман В.С. Методы и технологии абсолютного датирования четвертичных образований. Новосибирск, Гео, 2013. – 84 с.

Шейнкман В.С. Проблема абсолютного датирования четвертичных геоморфологических комплексов Сибири // География и природные ресурсы. – 2013. – № 4 С. 18–27.

May C.E. &Partridge J.A.J. 1964. Thermoluminescent Kinetics of Alpha-Irradiated Alkali Halides. The Journal of Chemical Physics, 40, pp.1401-1409

ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПОДХОДЫ

В.С. Шейнкман[1,2,3], В.М. Плюснин[1]

[1]Институт географии СО РАН, Иркутск,[2]Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия
[3]Тюменский государственный нефтегазовый университет, Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru

QUATERNARY GLACIATION IN WEATERN SIBERIA – NEW DATA AND APPROCHES

V.S. Sheinkman, Earth Cryosphere Institute, SB RAS, Tyumen, Russia,
Tymen State Gas and Oil University, Tyumen, Russia; V.M. Plyusnin, Institute of Geography, SB RAS, Irkutsk

Введение

В предлагаемой работе анализируется ход древнего оледенения в одном из самых спорных, касательно освещения четвертичных процессов, районов России – на севере Западной Сибири. Оледенение авторы рассматривают в плане взаимоотношения и взаимодействия ледников и льдов, обусловленных развитием многолетнемерзлых пород (ММП), и, опираясь на принцип экстраполяций, за основу реконструкций берут конкретные параметры современных нивально-гляциальных образований и затем восстанавливают ключевые характеристики формирующегося в условиях криолитозоны оледенения. В итоге проведенных исследований пришли к выводу, что формирование на севере Западной Сибири ледниковых щитов было невозможно (Шейнкман, Плюснин, 2014), как нереально и отнесение к реликтам имеющихся в регионе пластовых залежей подземного льда.

Анализ данных проводился в свете предложенной концепции криоразнообразия (Мельников и др., 2013), понятие которого, как и обозначающий его термин, быстро входят в научный лексикон (Шейнкман, Мельников, 2014). Фактически их использование позволяет объединить совокупность порожденных холодом объектов и явлений, и по наличию у них неповторяющихся несходных элементов, каждый из которых несет свой объем информации, получить поле перекрестных данных. А это создает основу для объективной оценки состояния мерзлотно-гляциальной среды как фоновой характеристики оледенения. Такой подход давно используется в смежных науках и вполне себя оправдал. Например – в биологии, где успешно применяется термин "биоразнообразие"; просто в нашем случае во главу угла поставлено объединяющее все криогенные явления понятие "холод" – "криос"(от греческого "χρνοζ"), а в биологии это "жизнь" – "биос" (от греческого "βίος").

В принципе, проявление криоразнообразия может быть оценено с разных позиций, и одним из важнейших, на наш взгляд, является направление по изучению взаимодействия ММП и нивально-гляциальных процессов, которое удобно рассматривать в рамках криогляциальных (сокращенно от "криолитогенно-гляциальных") геосистем (Шейнкман, Мельников, 2014; Sheinkman, 2011). Анализ именно с таких позиций позволяет разобраться в сложных ситуациях, в том числе в вопросе о ходе оледенения в таком спорном районе, как Западная Сибирь. О характере древних ледников и их связи с ММП здесь спорят давно – рассмотрим эту проблему с позиций проявления криоразнообразия.

История вопроса

Следует отметить, что со времени путешествий О.Е. Коцебу, который, обследуя арктическое побережье в 1816 г., впервые поставил вопрос о былом покрытии севера Сибири льдом (2011), сочтя увиденные им подземные льды к погребенному в прошлые эпохи и преобразованному фирну, прошло два века. Но дебаты о том, существовало ли на севере Сибири площадное покрытие ее льдом, и что считать реликтом былого оледенения, идут до сих пор. Самой спорной является территория севера Западной Сибири, поскольку здесь часто встречаются эрратические валуны и пластовые залежи подземного льда. Некоторые исследователи (Архипов, 2000; Гросвальд, 2004) считают мореной древних ледников, а другие относят к непосредственным реликтам былого покровного оледенения (Каплянская, Тарноградский, 1993; Соломатин, 2013). Причем в обоих случаях все сводится к поиску аргументов в пользу традиционной альпийской модели оледенения, которая, как показали результаты многолетних исследований в разных районах Сибири (Шейнкман, 2010; Шейнкман, Плюснин, 2014; Sheinkman, 2011), за Уралом не работает. В целом же анализ литературы показывает, что разногласия в данном вопросе по-прежнему возвращают исследователей к давнему спору о концепции А.И. Воейкова (1881) и обычно сводятся к тезису: прав был он или не прав, отрицая широкое развитие ледников в глубине Евразии ввиду повсеместно низкой здесь увлажненности. Спор затрагивает принципиальные вопросы формирования среды внутри материка, и их принципиальность не просто отражает разные мнения – в Сибири она обозначает подход к решению ключевых задач развития природы, поскольку тренд ее развития опирается на анализ былой ситуации.

Причины невозможности формирования на севере Западной Сибири покровного оледенения

Ход и формат оледенения в Сибири может быть анализирован только с позиций, учитывающих специфику его развития в области ММП, с которыми у него проявляется тесная связь. Это определяет жесткую привязку каждого из связанных с ним элементов криоразнообразия к конкретным обстановкам и нереальность их развития в иных условиях. Возьмем за точку отсчета параметры имеющегося на севере Западной Сибири современного оледенения и проведем соответствующие экстраполяции, поскольку даже в сегодняшних условиях текущего термохрона оно формируется в обстановке глубокого промерзания горных пород и тесной связи ледников с окружающими их ММП.

Фирновая линия на отмеченных ледниках лежит более чем на 1 км ниже климатической снеговой линии, так как снегонакопление на них большей частью идет за счет сдувания снега с окружающих склонов. На западных склонах Урала, обращенных к влагонесущим потокам воздуха, количество осадков сегодня оценивается в предгорьях величиной 500 мм/год и 1000 мм/год (порой больше) вблизи водораздела. На восточных склонах Урала осадков существенно меньше – 500–700 мм/год даже в самой высокой части гор, и аналогичная ситуация на востоке горного обрамления Западносибирской равнины, где ледники есть в горах Бырранга и на плато Путорана. Все эти ледники относятся к малым формам оледенения, лежат весьма низко, их концы спускаются до отметок 700-800 м (рис. 1). Иными словами, если бы не ветровое перераспределение снега, то даже такие малые ледники не смогли бы образоваться в горном обрамлении на севере Западносибирской равнины, несмотря на достаточно холодный здесь климат.

В квартере положение климатической снеговой границы лишь приближалось к имеющемуся ныне на этих ледниках уровню. Исходя из оценок падения температур в криохроны для Приполярной Сибири на 10-12°С (Kutzbach et al., 1998), депрессию отмеченной границы для таких хроноинтервалов большинство авторов оценивает в 500–600 м (иногда увеличивая до 1000 м). Поскольку все ледники в Сибири, включая рассматриваемые, относятся к горным и холодным, движутся они медленно – скорость поверхностных слоев льда даже у крупнейших сибирских ледников составляет от 6-8 м/год (Северо-Восток Сибири) до 15–20 м/год (Алтай). Следовательно, при похолоданиях климата рассматриваемые ледники, даже если не учитывать их таяние у края и торможение у ложа, максимально могли продвигаться со скоростью 15–20 км за тысячелетие, т.е. за время криохрона типичного для квартера 20-тысячелетнего климатического цикла они могли продвинуться в лучшем случае на 150–200 км. Следовательно, в криохроны квартера ледники Таймыра должны были остановиться вблизи предгорий, не выходя на Западносибирскую равнину, а из ближе расположенных к ней и более высоких гор Урала и плато Путорана – достигать границы предгорий лишь при своем максимальном продвижении. Это

подтверждаются и нашими наблюдениями по изучению древних морен региона, и литературными данными (Большиянов и др., 2007; Mangerud et al., 2008; Шейнкман, Плюснин, 2014).

Присутствие эрратического материала на междуречье Оби и Енисея – анализ и интерпретация

В литературе периодически обсуждается мнение о якобы широком распространении морен на всем севере Западносибирской равнины вплоть до среднего течения Оби (Архипов, 2000; Гросвальд, 2004), и главным их индикатором считается наличие на этой территории эрратического валунного материала. Однако это, на наш взгляд, тот случай, когда одному генетическому типу явлений приписывается разное происхождение. Исследования (Шейнкман, Плюснин, 2014) показали, что валуны имеют площадное распространение, встречаются вместе с галькой до правобережья Средней Оби, но лишь вкраплены в мощную толщу хорошо промытых, в основном песчаных отложений (рис. 2), прорезая которые, реки образуют террасы, в теле которых содержащий валуны слой фиксируется только вблизи дневной поверхности. Нередко он подстилается погребенной почвой по суглинкам. По одному образцу из нее уже получена калиброванная ^{14}C-датировка 25,7–27,7 тыс. лет от современности (СОАН 7550). Ниже по разрезу террас, высота которых доходит до 40 м, в песчаной толще валунов нет, но палеопочвы по суглинкам встречаются и имеют запредельный для ^{14}C-датированпия возраст. Тогда как по детриту из песков, лежащих выше слоя с валунами, ранее получены калиброванные ^{14}C-датировки (СО АН 7309; Le8972) в интервале 13-14 тыс. лет от современности (Зиновьев, 2003).

Таким образом, считать мореной отмеченные валуны нельзя. Это явно хорошо промытый материал, перенесенный на большое расстояние от его источника. Но разнос обломков произошел, как следует из результатов датирования, во время сартанского криохрона (МИС 2), когда ледники на севере Западной Сибири из ее горного обрамления могли спуститься к предгорьям. Обширная морская трансгрессия со стороны Арктики, с широким айсберговым разносом обломков, для этого времени исключается, так как тогда приморская зона была освоена повторно-жильными льдами (Васильчук, 2006), что возможно только в ее осушенном состоянии. Обычен в Сибири линейный ледовый разнос валунов вдоль рек – в долине р. Томи у г. Томска, например, нередки валуны, перенесенные таким способом на сотни километров с Кузнецкого Алатау. Но в нашем случае валуны лежат на междуречье Оби и Енисея, и, согласно анализу проф. Парначева В.П., среди них преобладают долериты с плато Путорана. Поэтому наиболее реален вариант подмыва ледников в предгорьях при некотором ингрессивном подтоплении Енисея и во время паводков на нем, когда отдельные потоки воды могли бы перетекать через невысокие водоразделы на его левом берегу, перенося льдины с валунами. Тем более что паводки большой силы и с подъемом воды на Енисее порой на десятки метров в квартере были характерны (Yamskikh et al., 1999). Это объясняет и значительное количество гальки вокруг валунов, и их вкрапленность в речные осадки.

Отсутствие условий для захоронения и геологически долгой сохранности льда ледников

Сегодня нигде материковых равнинных ледников нет. Этот элемент криоразнообразия лишь предполагается сторонниками соответствующих гипотез как умозрительная модель для былых эпох. Все современные ледники, и долинные, и покровные, расположены в горной местности, включая и самый крупный из них – Антарктический. Они текут по скальному ложу, в том числе, и в горном обрамлении Западной Сибири, причем следы древних потоков за пределами предгорий здесь исчезают (Шейнкман, Плюснин, 2014). Морен есть несколько видов. В придонной части ледников в процессе их геологической деятельности образуется моренносодержащий лед, с которым связано формирование основной морены – главного элемента ледникового седиментогенеза. Но мощность этого льда невелика, и измеряется лишь метрами, причем объем морены в среднем составляет 25% от общего объема льда. Тот же порядок величин в Антарктиде (Серебряный и др., 1989).

Поскольку в Сибири источники материала, питающие морену, повсеместно приурочены к горным районам (и сегодня, и в квартере), в ней превалирует грубообломочная фация. Так что после отчленения омертвевших частей ледника даже в условиях криолитозоны их таяние не будет приводить к формированию брони, способной на геологически длительное время консервировать блоки льда большой мощности. Ибо материала морены будет в целом немного, и летом, поскольку он грубообломочный, сквозь него легко станет проникать тепло. Рассмотрим тогда абляционную морену, которую сторонники захоронения ледников считают в этом процессе главным фактором. Другое ее название – морена вытаивания, и речь в данном случае идет о первично поверхностной и внутренней морене – материале, поступающем к поверхности ледника и в его толщу. Для образования подобных морен необходим источник материала и условия для его активного поступления на ледник. На покровных ледниках таких источников мало, и их поверхность это большей частью чистый лед. Намного больше обломков содержит абляционная морена горных ледников. Один из них, типичный для Сибири холодный, полностью находящийся в пределах криолитозоны, крупный алтайский ледникпоказан на рис. 3. Вблизи границы питания ледники здесь охлаждены до, примерно, –14°С, на языке – до –4°С, и со всех сторон окружены ММП (Шейнкман, 2010). Реагируя на потепление климата, вызывающее усиление абляции, ледник отступает, и его языковая часть, как видим, бронирована почти полностью. Поступает обломочного материала много, так как его источник – большая поверхность склонов, поднимающихся над ледовым телом на большую высоту. Перемещение обломков для покрытия ими значительной части ледника обеспечивает делювиально-коллювиальный механизм, а также составляющие ледник потоки льда, соприкасаясь боковыми моренами, образуют на поверхности льда широкие полосы срединной морены. Но даже при такой обеспеченности материалом чехол морены легко пропускает к ледовому телу летнее тепло, поскольку он грубообломочный, сквозь него легко станет проникать тепло. По свидетельствам очевидцев для полного вытаивания погребаемого льда достаточно несколько десятилетий. Такая ситуация прослеживается даже в самых суровых мерзлотных условиях Сибири, так что реальность для захоронения здесь ледников на геологически длительное время отсутствует. Поэтому причины наличия на севере Западной Сибири пластовых залежей подземного льда следует искать в механизме их внутригрунтового происхождения.

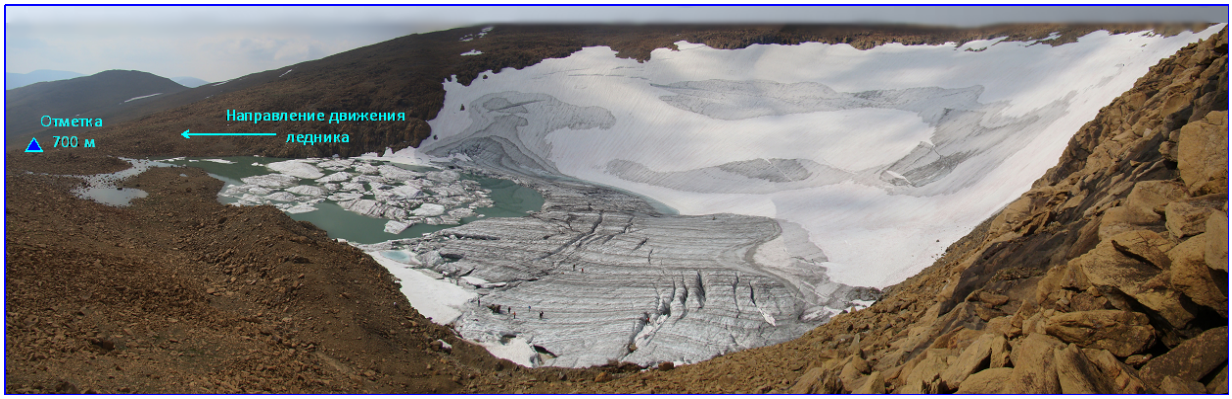


Рис. 1. Ледник Романтиков в массиве Рай-Из, Полярный Урал. Июль, 2012 г. Фото В.С. Шейнкмана.

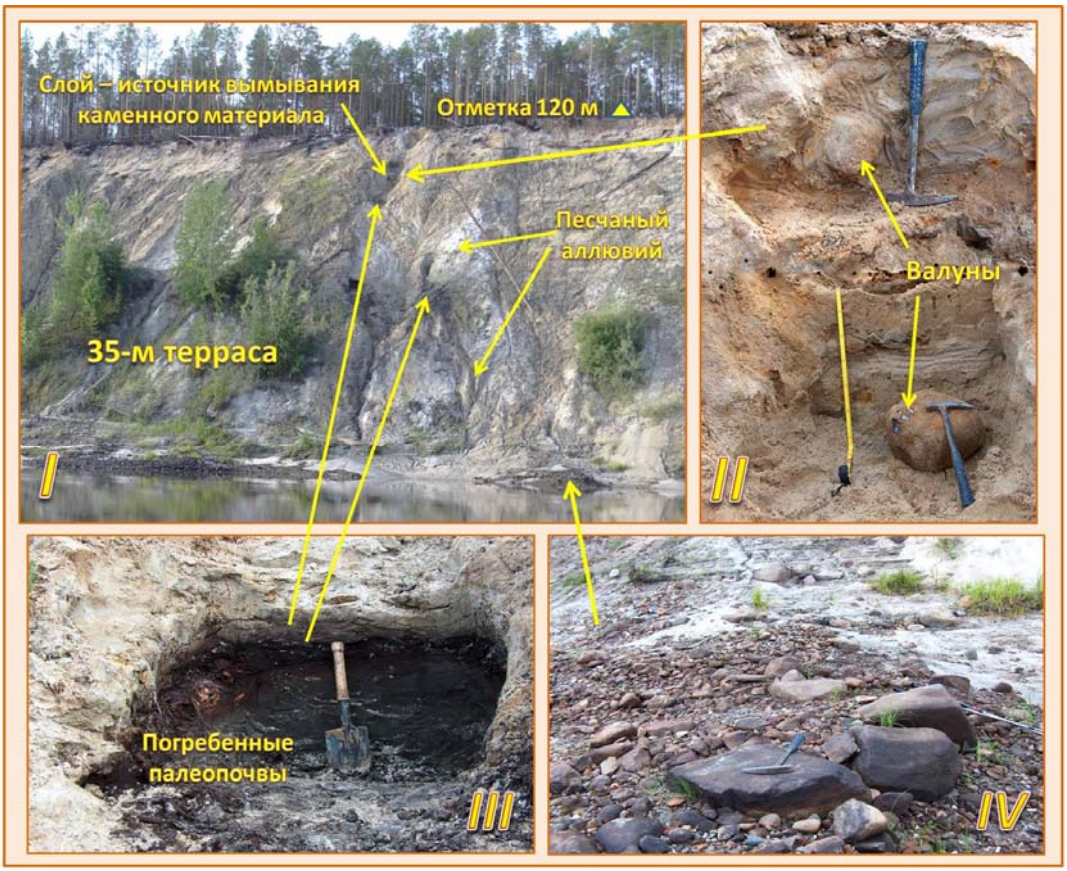


Рис. 2. 35-м терраса на правобережье Средней Оби, долина р. Вах: I – общий вид террасы, II – вкрапленные в песчаную толщу валуны, III – погребенные палеопочвы, IV – вымытые из тела террасы и скапливающийся на отмелях каменный материал; Август, 2013. Фото В.С. Шейнкмана.



*Рис. 3. Ледник Большой Правый Актру, Северо-Чуйский хребет Алтай; Июль 2011 г.
Фото В.С. Шейнкмана*

Заключение

Сегодня в Сибири уже реально ставить исследования на основе вскрытых закономерностей развития современных криогляциальных геосистем по (Шейнкман, Мельников, 2014), что позволяет, охватывая многие элементы криоразнообразия, проводить затем уверенную экстраполяцию данных для характеристики не наблюдаемых ныне объектов и событий былых эпох. Учитывая, что любая прогностика окружающей среды основывается на установлении тренда, исходя из выявленных сценариев прошлого, решение отмеченной задачи на такой основе весьма актуально, поскольку анализ состояния криоразнообразия, как представительного индикатора мерзлотно-гляциальной среды, позволяет детализировать реконструируемые события. Реально это, так как каждый из элементов криоразнообразия в рамках образуемых ими геосистем формируется при строго определенных законами их организации параметрах, и, поэтому, на перекрестие таких характеристик выявляются весьма информативные показатели окружающей среды. Опираясь на такие подходы, авторы пришли к выводу, что на севере Западной Сибири отсутствовали причины для формирования покровного оледенения в квартере, и что образования, принимаемые за его следы, это результат иных процессов.

Список литературы:

Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 6. – С. 792-799.

Большиянов Д.Ю., Антонов О.М., Федоров Г.Б. и др. Оледенение плато Путорана во время последнего ледникового максимума // Изв. РГО. – 2007. – Том 139. – Вып. 4. – С. 47–61.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. – М., Изд-во МГУ, 2006, – 404 с.

Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Записки Минералогического Общества. Сер. 2.Ч.16. – СПб., 1881. – С. 21-90.

Гросвальд М.Г. Арктика в последний ледниковый максимум и в голоцене – океанские выбросы, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом // М-лы гляциологических исследований. – № 96. – М., 2004. – С. 47-54.

Зиновьев Е.В., Нестерков А.В. Новые данные к изучению четвертичных насекомых территории Заповедно-природного парка“Сибирские Увалы” // Экологические исследования восточной части Сибирских Увалов. – Нижневартовск, Изд-во “Приобье”. – С. 82.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. СПб, 1993, Недра, 328 с.

Коцебу О.Е. Путешествия вокруг света. – М.: Дрофа, 2011, – 966 с.

Мельников В.П., Геннадиник В.Б., Брушков А.В. Аспекты криософии: криоразнообразие в природе// Криосфера Земли. – 2013. – Том XVII. – № 2. – С. 3-11.

Серебряный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. Морены – источник гляциологической информации. – М., Наука, 1989. – 236 с.

Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. – Новосибирск: Гео, 2013. – 346 с.

Шейнкман В.С. Оледенение гор Сибири: взаимодействие ледников и криогенных и льдов // Лед и снег. – 2010. – № 4. – С. 101-110.

Шейнкман В.С., Мельников В.П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII. – № 2. – С. 3–23

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение Западной Сибири в сибирской системе природных льдов // География и природные ресурсы. – 2014. – № 3. – С. 22-31.

Mangerud J., Gosseb J., Matiouchkov F., Dolvika T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quaternary Science Reviews. –2008. – Vol. 27. – P. 1047–1057

Kutzbach, J., Gallimore R., Harrison, S., Behling, P., Selin, R. &Laarif, F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years // Quaternary Science Reviews. – 1998. Vol. 17(6/7). – P. 473-506.

Sheinkman V. S. Quaternary Glaciations – Extent and chronology. Chapter: Glaciation in the High Mountains of Siberia. INQUA. – Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 883-907.

Yamskikh A.F., Yamskikh A.A., Brown, A.G. Siberian-type of the Quaternary Flood-Plain Sedimentation: the example of the Yenisei River // Fluvial Processes and Environmental Change (A.G. Brown and T.A. Quineeds.). – 1999. John Wiley and Sons. – P. 241-252

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АККУМУЛЯЦИИ У КРАЯ МАТЕРИКОВЫХ ЛЕДНИКОВ

С.М. Шик

Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы, Москва, Россия, smshick@list.ru

SOME PECULIARITIES OF THE ACCUMULATION BY THE EDGE OF CONTINENTAL GLACIERS

S.M. Shik, Regional Interdepartmental Stratigraphic Committee on central and southern parts of the Russian Platform, Moscow, Russia

При участии в геологической съемке мнеприходилось наблюдать некоторые особенности ледниковых отложений вблизи границы распространения ледника, которым я долго не находил объяснения.

Так, на юго-востоке Воронежской области у границы площади распространения морены донского оледенения наблюдалась полоса шириной до 10 км, на которой отсутствовали какие-либо ледниковые отложения

(под лёссово-почвенными образованиями лежали дочетвертичные породы), а южнее начиналась полоса зандров, приуроченная к долине Дона.

Сходную картину довелось наблюдать в Смоленской области у границы осташковского оледенения. Южнее хорошо выраженных конечных морен в районе с. Микулино(по которым на картах обычно проводят границу осташковского оледенения) в полосе шириной около 30 км (вплоть до долины Днепра) нет никаких следов осташковских ледниковых отложений; наблюдающиеся здесь ледниковые формы и по степени сохранности, и по вещественному составу несомненно принадлежат московскому оледенению.А на правом берегу Днепра немного ниже Смоленска расположено беспорядочное скопление песчаных холмов (местное название – «Козьи Горки»), по степени сохранности явно относящихся к осташковскому времени, а в долине Днепра наблюдаются следы его подпруживания осташковским ледником.

В Брянской области, у края ледника, образующего Днепровский ледниковый язык, в субмеридионально ориентированных долинах рек Десны и Судости повсеместно развита морена, а на их водоразделе нет никаких ее следов, и при самых тщательных поисках не удалось обнаружить гравия и гальки кристаллических пород, которые должны были бы остаться в случае размыва морены. Глубина упомянутых долин не превышает 30 метров, и невозможно представить, что ледник двигался по долинам, не перекрывая их водораздел. Оставалось предположить, что по долинам двигалась нижняя, менее подвижная часть льда, содержащая большое количество транспортируемого материала, а на водораздел надвигались его более высокие слои, почти не содержащие обломочного материала.

Это предположение позволяет объяснить и ситуацию, наблюдавшуюся у края донского и осташковского ледников: нижняя, перегруженная обломочным материалом часть льда задерживалась, не достигая границы распространения ледника, а до его границы продвигались только его верхние слои, почтине содержащие обломочного материала.В туннелях внутри этого «безвалунного» льда могли течь потоки, сформировавшие у его края зандры в долине Дона или конусы выноса, которые наблюдаются в виде «Козьих Горок».

ПРОЕКТ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРА И ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.М. Шик[1], А.К. Агаджанян[2], Ю.И. Иосифова[1], А.К. Маркова[3], В.В. Писарева[3], В.В. Семенов[3], А.С.Тесаков[4]

[1] *РМСК по центру и югу Русской платформы, Москва, Россия, smshick@list.ru*

[2] *Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка РАН, Москва, Россия,* aagadj@paleo.ru

[3]*Институт географии РАН, Москва, Россия,*paleo_igras@mail.ru

[4] *Геологический институт РАН, Москва, Россия,* tesak-ov@yandex.ru

REGIONAL STRATIGRAPHIC SCALE OF EOPEISTOCENE FOR CENTRE AND SOUTH-EAST OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM: A PROPOSAL

S.M. Shik, Y.I. Iossifova, Regional Stratigraphic Committee on Centre and South of the Russian Platform;
A.K. Agadjanian, A.A.Borissiak Paleontological institute RAS;
A.K. Markova, V.V. Pisareva, V.V. Semenov[3]Institute of Geography RAS;
A.S. Tesako[4] Geological Institute RAS

В принятой в 1983 г. региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений (Решение…, 1986) в эоплейстоцене региональные подразделения выделены не были. В связи с разработкой актуализированной стратиграфической схемы четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы встал вопрос о разработке и утверждении для этого интервала региональной стратиграфической шкалы. Проект такой шкалы разработан рабочей группой в составе авторов настоящей статьи и принят бюро РМСК по центру и югу Русской платформы (см. таблицу в статье С.М. Шика и др. «Проект региональной стратиграфической шкалы гелазия…». При этом в качестве горизонтов выделены отложения, отвечающие подкомплексам мелких млекопитающих – ранне- и позднеодесскому и ранне-, средне- и позднетаманскому (Markova, 1998; Маркова, 2014, и др.), а также петропавловский горизонт, который ранее выделялся в составе неоплейстоцена, но отнесен к эоплейстоцену в связи с принятием нижней границынеоплейстоцена в основании палеомагнитной эпохи Брюнес

В ***нижнемэоплейстоцене*** выделено два горизонта.

1. Для нижнего из них предложено название **свапский (**название по р. Свапа).Стратотип – разрез Михайловка-1 в карьере Железногорского ГОКа в Курской области (Агаджанян, 2009) с раннеодесским подкомплексом мелких млекопитающих.

Гипостратотип – разрез Тиздар на азовском берегу Таманского п-ва (Тесаков, 2004). Обратно намагниченные аллювиально-лиманные отложения разреза содержат малакофауну позднего куяльника и микротериассоциацию с *Allophaiomysdeucalion*.

2. Для второго горизонта предложено название **несмеяновский.** Стратотип – разрез у хутора Несмеяновка в низовьях Сала, по которому В.В. Богачевым (1903) были выделены несмияновские слои с левантинскими моллюсками. Позже в них был выделен позднеодесский подкомплекс мелких млекопитающих (Тесаков, 2004).

Гипостратотип – разрезУспенка на Верхнем Дону, нижняя часть успенской свиты (Иосифова и др., 1992; Агаджанян, 2009) с позднеодесским комплексом мелких млекопитающих.

Эти два горизонта предлагается объединить в **денисовскийнадгоризонт**(название – по логу Денисов в бассейне р. Толучеевки на юге Воронежской области)[3]

В ***верхнемэоплейстоцене***выделено четыре горизонта.

1. Первый назван **ногайским** (по разрезу Ногайск на Украине, в котором выделен раннетаманский комплекс мелких млекопитающих)**.** Стратотип – разрез Саркел на Нижнем Дону (саркельские слои; Додонов и др., 2007). Аллювиальные отложения разреза имеют обратную намагниченость и содержат богатую раннетаманскуют ериофауну с *Allophaiomyspliocaenicus, Prolaguruspannonicus, Lagurodonarankae, Archidiskodonmeridionalistamanensis* и др.

В качестве гипостратотипа предлагается разрез Коротояк-3 на Верхнем Дону (верхняя часть успенской свиты; Иосифова и др., 1992; Агаджанян, 2009), который содержит раннетаманский комплекс мелких млекопитающих. Пыльцевые спектры имеют степной характер. Намагничены рассматриваемые отложения отрицательно.

2. Второй горизонт назван **острогожским.** Стратотип – разрез Коротояк-3с на Верхнем Дону (острогожская свита; Иосифова и др., 1992); название – по районному центру Острогожск. В стратотипе получена богатая фауна мелких млекопитающих среднетаманскогоподкомплекса. Для наземных моллюсков характерно обилие и разнообразие видов Pupillidae. Присутствие *Gastrocoptanouletiana*, *Chondrulasteklovi, Pupilla*aff. *triplicata, Lithoglyphus*aff. *neumayeri*указывает на теплые и сухие климатические условия формирования отложений. Намагничены острогожскийе отложения положительно (Иосифова и др., 1992), что указывает на их синхронность эпизоду Харамилло.

Третий горизонт назван **морозовским.** Стратотип – разрез Морозовка-1 (Черевичное 1, левый берег Хаджибейского лимана, Украина). Фауна происходит из лиманно-морских отложений и была первоначально описана Л.П. Александровой (1976); позднее ее изучал Л.И. Рековец (1994). На основании фауны этого местонахождения Л.П. Александрова выделяла “морозовский” (позднетаманский) этап развития микротериофауны. Главной особенностью этого этапа является появление “питимисных” форм полевок, в данном случае – *Microtus (Stenocranius) hintoni.*

В качестве гипостратотипов предлагаются разрезы Маргаритово-2 в Приазовье (Tesakovetal., 2007) и Дылдино на Оке. В разрезе Маргаритово-2 обратно намагниченные аллювиальные отложения с *Microtus (S.) hintoni*залегают на лиманных осадках, в которых выявлен эпизод прямой полярности (Харамилло). Для разреза Дылдино (дылдинская свита; Фурсикова, 1984) характерна отрицательная намагниченность пород и наличие семян *Selaginellaselaginoides, Empetrum*cf. *nigrum, Potamogeton*exgr. *vaginatus, P. pseudosibiricus.*

Эти три горизонта предлагается объединить в криницкийнадгоризонт (Агаджанян и др., 2009)[4]

4. Заключает разрез верхнего эоплейстоцена **петропавловский** горизонт. Стратотип горизонта – разрез Петропавловка-2 на р. Толучеевке (Александрова, 1976; Верхний плиоцен…, 1985; Агаджанян, 2009). Для горизонта характерен комплекс фауны, переходный от таманского к тираспольскому, в связи с чем его часто выделяют в самостоятельный *петропавловский* комплекс. Кроме того, известна аналогичная по эволюционному уровню и видовому составу богатая фауна мелких млекопитающих в бассейне Днепра (местонахождение Карай-Дубина; Маркова, 1982).

Список литературы:

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 2009. 676 с.

Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., СеменовВ.В. Стратиграфия и климатические события плиоцена Верхненго Дона // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания. М.: ГЕОС, 2009. С. 24–28.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 98 с.

Богачев В.В. Геологические наблюдения в бассейне р. Сала // Известия Геол. Комитета, 1903. – т. 22, вып. 5., № 84. С. 561–607.

Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Из-дво Воронежского университета, 1985. – 144 с.

Додонов А.Е., Тесаков А.С, Титов В.В., Иноземцев С.А., Симакова А.Н., Никольский П.А., Трубихин В.М. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений низовьев Дона, разрезы побережья Цимлянского водохранилища // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции (Ю.Б. Гладенков, ред.). М.: Геос., 2007. – С. 43-53.

Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Семенов В.В. Коротояк – опорный разрез эоплейстоцена Верхнего Дона // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН, 1992. – С. 181–198.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. – 182 с.

Маркова А.К. Фауна мелких млекопитающих Европы конца раннего – начала среднего плейстоцена // Известия РАН, сер.географич., 2014. – С. 83–98.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова Думка, 1994. – 370 с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (с региональными стратиграфическими схемами). Ленинград, 1986. – 157 с.

Тесаков А. С. Биостратиграфия среднего плиоцена–эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. – 247 с.

[3] Ю.И. Иосифова (в Агаджанян и др., 2009) выделяла этот надгоризонт под названием толучеевского; название изменено, т.к. термин «толучеевский» преоккупирован в меловой системе.

[4] В этой работе в криницкийнадгоризонт включен и петропавзовский горизонт; однако бюро РМСК сочло не целесообразным включение в состав надгоризонта этого горизонта, содержащего фауну, переходную от таманской к тираспольской.

Фурсикова И.В. Неогеновые отложения Подмосковья // Геология, полезные ископаемые и инженерная геология центральных районов Европейской России. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 40–56.

Markova A.K. Early Pleistocene small mammal faunas of the Eastern Europe // The Dawn of the Quat. RijksGeologische-Dienst. – 1998. – № 60. – P. 313–326.

Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M.Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // Quaternary International. – 2007. – №60. – P. 57–69.

ПРОЕКТ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ГЕЛАЗИЯ (ПАЛЕОПЛЕЙСТОЦЕНА) ЦЕНТРА И ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С.М. Шик[1], А.К. Агаджанян[2], Ю.И. Иосифова[1], В.В. Писарева[3], В.В. Семенов[3], А.С. Тесаков[4]

[1] *РМСК по центру и югу Русской платформы, Москва, Россия,* smshick@list.ru

[2]*Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка РАН, Москва, Россия,* aagadj@paleo.ru

[3]*Институт географии РАН, Москва, Россия,* paleo_igras@mail.ru

[4] *Геологический институт РАН, Москва, Россия,* tesak-ov@yandex.ru

REGIONAL STRATIGRAPHIC SCALE OF GELASIAN (PALEOPEISTOCENE) FOR CENTRE AND SOUTH-EAST OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM: A PROPOSAL

S.M. Shik, Y.I. Iossifova, Regional Stratigraphic Committee on Centre and South of the Russian Platform;
A.K. Agadjanian, A.A. Borissiak Paleontological Institute RAS;
V.V. Pisareva, V.V. Semenov, Institute of Geography RAS;
A.S. Tesakov, Geological Institute RAS, Moscow, Russia

В связи с понижением границы четвертичной системы с включением в ее состав гелазского яруса (Постановления…, 2012) встал вопрос о разработке и утверждении региональной стратиграфической шкалы для этого интервала, который в Общей стратиграфической шкале предлагается рассматривать в качестве ***палеоплейстоцена*** (Тесаков и др., 2014). Для центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы проект такой шкалы разработан рабочей группой в составе авторов настоящей статьи и принят на расширенном заседании бюро РМСК 25 ноября 2014 г. (табл.). Ввиду наличия разногласий по поводу положения в региональном разрезе нижней границы гелазия шкала для него принята в качестве рабочего варианта.

В гелазии (палеоплейстоцене) выделено 4 горизонта.

1. Для нижнего предложено название **сторожевский**. Стратотип – разрез Урыв-2 на Верхнем Дону (верхняя подсвита урывской свиты); название по хутору Сторожевский близ с. Урыв. В стратотипе горизонт представлен старичными отложениями мощностью до 1,5 м с обильными остатками семян (Никитин, 1957), моллюсков (Верхний плейстоцен…, 1985) и мелких млекопитающих (Агаджанян, 2009); в гипостратотипе (Коротояк-2) присутствуют и русловые, и пойменные отложения мощностью до 7 – 10 м (Иосифова и др., 1992). В составе флоры более 70 % экзотов (в т.ч. 23 % вымерших); наземные моллюски также содержат много вымерших форм.

Большая часть верхнеурывской подсвиты намагничена отрицательно, но в ее нижней части на 4 микроуровнях зафиксирована прямая полярность. Возможно, нижняя часть сторожевского горизонта относится уже к эпохе Гаусс, хотя не исключена и принадлежность ее эпизоду Реюньон.

2. Для второго горизонта предложено название **кривский.** Стратотип **–** разрез у хутора Кривский на Нижнем Дону, по которому Г.И. Поповым (Материалы…, 1947) были выделены кривские слои. Позже разрез изучался А.С. Застрожновым и Н.Е. Казанцевой (1992), а также Додоновым и др. (2007), обнаружившими в нем фауну мелких млекопитающих и установившими обратную намагниченность отложений.

Гипостратотип – разрез Белая Гора на Верхнем Дону (белогорская свита; Холмовой, 1969). В разрезе Урыв эта свита залегает на верхнеурывской подсвите или прислоняется к ней, выполняя глубоко врезанную погребенную долину (Верхний плиоцен…, 1985). В разрезе Белая Гора из нее получена большая коллекция семян (Никитин, 1957; Верхний плиоцен…, 1985), отличающаяся от флоры верхнеурывской подсвиты меньшим количеством экзотов (около 55 %).

3. Для третьего горизонта предложено название **ливенцовский.** Стратотип – в Ливенцовском карьере на окраине Ростова-на-Дону (верхняя часть хапровской свиты; Тесаков, 2004). Разрез охарактеризован микротериофуной псекупского комплекса.

Гипостратотип – Коротояк-2б на Верхнем Дону (тихососновская свита), в котором обнаружена небольшая фауна мелких млекопитающих, а также комплекс наземных и пресноводных моллюсков (Верхний плейстоцен…, 1985).

4. Для четвертого горизонта предложено название **терешковский.** Стратотип – слои 21–23 разреза в овраге Терешков (Сыртовый) у с. Домашкинские Вершины в Самарской области, принадлежащие палеомагнитному эпизоду Олдувей (Опорный разрез…, 2000). Другие разрезы, в которых был бы выявлен эпизод Олдувей, пока в рассматриваемом районе не известны, и выявить их можно только по палеомагнитным данным (остракоды, известные из стратотипического разреза, вряд ли в этом помогут).

Необходимо отметить, что некоторые из авторов статьи придерживаются другого мнения о положении нижней границы гелазия в региональной шкале. А.С. Тесаков считает, что сторожевский горизонт следует от-

носить к пьяценцскому ярусу, а В.В. Писарева – что к гелазию следует относить и нижележащие отложения – «хворостянский горизонт» (Агаджанян и др., 2009; Писарева и др., 1979), в котором преобладает пыльца березы (до 60 %) – древесной и кустарниковой и который может сопоставляться с претегеленом.

Проект региональной стратиграфической шкалы эоплейстоцена и гелазия (палеоплейстоцена) центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы

Ярус	Раздел	Звено	Палеомагнетизм: Эпоха	Палеомагнетизм: Эпизод	Надгоризонт, горизонт		Стратотип	Гипостратотип
Калабрий	Эоплейстоцен	верхнее	Матуяма		Петропавловский		Петропавловка (Верхний Дон), петропавловская свита	
					Криницкий	Морозовский	Морозовка-1 (Хаджибейский лиман, Украина)	Маргаритово-2 в Приазовье; Дылдино на Оке (дылдинская свита)
				Харамильо		Острогожский	Коротояк-3с (Верхний Дон, острогожская свита	
						Ногайский	Саркел (Нижний Дон)	Коротояк-3 (Верхний Дон), верхняя часть успенской свиты
		нижнее			Денисовский	Несмеяновский	Несмеяновка (Нижний Дон)	Успенка (Верхний Дон), нижняя часть успенской свиты
						Свапский (по р. Свапа)	Михайловка-1 (Курская область)	Тиздар (Нижний Дон)
Гелазий	Палеоплейстоцен			Олдувей		Терешковский	Домашкинские Вершины, овраг Трешковский (Сыртовый) Самарская область	
						Ливенцовский	Ливенцовка (Нижний Дон), верхняя часть разреза	Коротояк-2б (Верхний Дон), тихососновская ита
						Кривский	хут. Кривский (Нижний Дон), кривская свита	Белая гора (Верхний Дон)
						Сторожевский	Урыв 2 (Верхгний Дон) верхнеурывская подсвита	Коротояк 2 (Верхний Дон)

Список литературы:

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. – М.: Наука, 2009. – 676 с.

Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Стратиграфия и климатические события плиоцена Верхнего Дона // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008 г.). Материалы Всероссийского научного совещания. –М.: ГЕОС, 2009. – С. 24–28.

Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. – Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1985. – 144 с.

Додонов А.Е., Тесаков А.С, Титов В.В., Иноземцев С.А., Симакова А.Н., Никольский П.А., Трубихин В.М. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений низовьев Дона, разрезы побережья Цимлянского водохранилища // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции (Ю.Б. Гладенков, ред.). – М.: Геос., 2007. – С. 43-53.

Застрожнов А.С., Казанцева Н.Е. О возрасте кривских слоев Нижнего Дона // Бюллетень РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 1. – М.: Росгеолфонд, 1992. – С. 114–118.

Иосифова Ю.И., Красненков Р.В., Семенов В.В. Коротояк – опорный разрез эоплейстоцена Верхнего Дона // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. – М.: Институт географии РАН, 1992. – С. 181–198.

Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья. Сб. 22. – М.-Л., 1947. –134 с.

Никитин П.А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. – М.-Л., 1957. –206 с.

Опорный разрез плиоцена и плейстоцена Домашкинские Вершины. – Уфа: Гилем, 2000. – 96 с.

Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. –С. 9 –11.

Писарева В.В., Красненков Р.В. К палинологической характеристике плиоценовых отложений с. Урыв на Дону // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. –Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1979. – С. 36–42.

Решение бюро РМСК от 21 февраля 2012 г. // Бюллетень РМСК по центру и югу Русской платформы. РАЕН, 2012. – С. 19–21.

Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена–эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. 247 с.

Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А. и др. Новые предложения по Общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 73. 2014. С. 13–15.

Холмовой Г.В. Литолого-палеогеографическая характеристика и особенности строения аллювия плиоценовых свит в бассейне Верхнего Дона. Автореферат канд. диссертации. Воронеж, 1969. 28 с.

ОБЩАЯ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПОЛЯРНОСТИ КВАРТЕРА – 2015

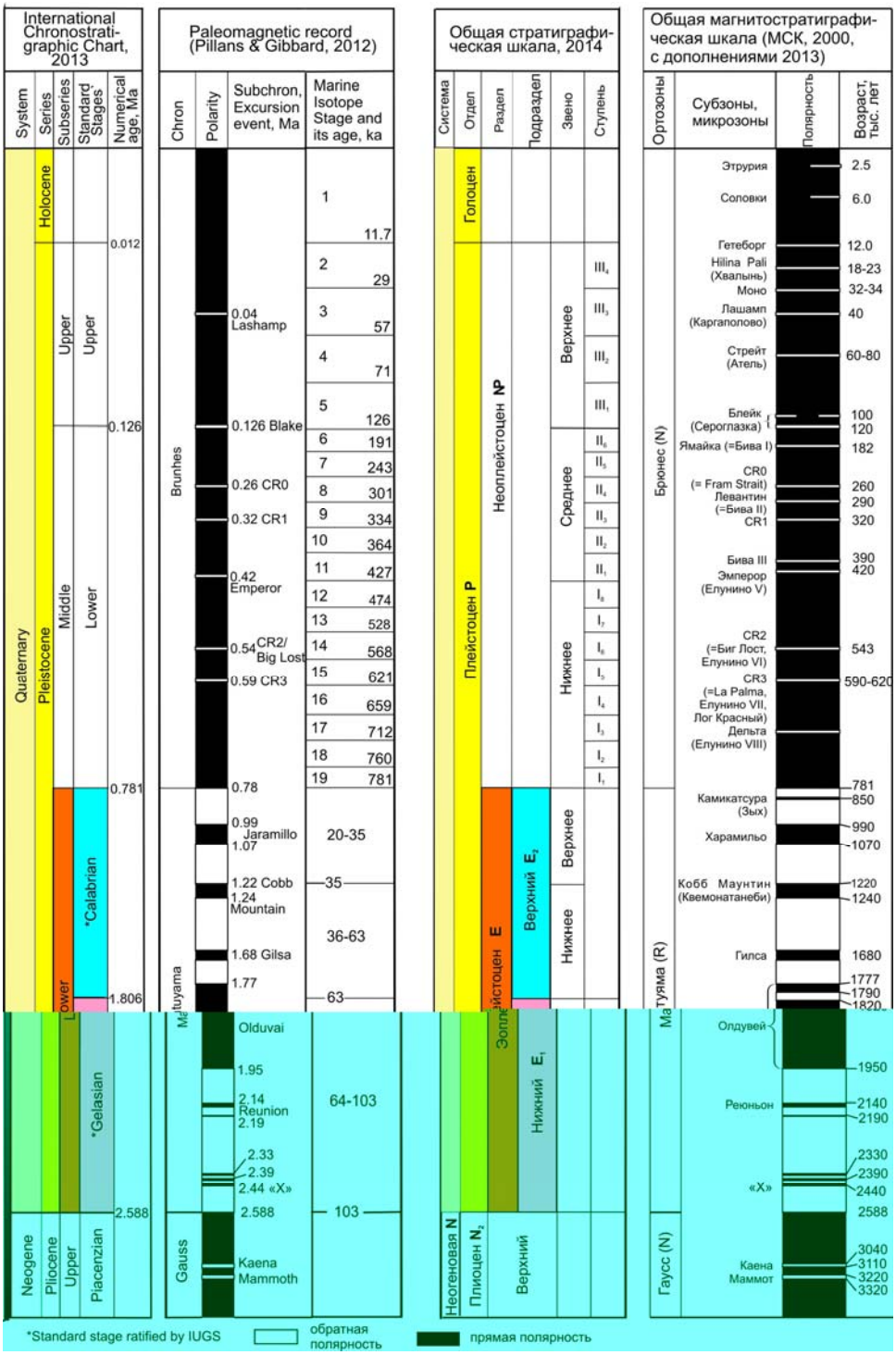
В.К. Шкатова
Всероссийский геологический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург,
Valentina_Shkatova @vsegei.ru

GENERAL MAGNETOSTRATIGRAPHIC SCALE OF QUARTERNARY POLARITIES – 2015

V.K. Shkatova A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St-Petersburg, Russia

Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера (ОМШ), рекомендованная Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) России была опубликована в 2000 г. в Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России. Она имела 12 геомагнитных экскурсов в Брюнесе и 3 – в Матуяме, с нижней границей в 1,8 млн. лет, которая проходила практически по кровле прямо намагниченной субзоны Олдувей обратно полярной ортозоны Матуяма.

Прошло 15 лет с момента опубликования первой ОМШ. За это время в России и за рубежом накопился новый материал по экскурсам. Появилась обновленная международная шкала полярности (Pillans, Gibbard, 2012), где в ортозоне Брюнес выделены еще 4 экскурса Калабриен Ридж (CR): CR0, CR1, CR2 и CR3 (Lourens, 2004). Произошли существенные изменения в ОСШ квартера России в связи с понижением ее границы до уровня 2,6 млн. лет (МСК, 2011 г.), совпадающей с инверсией прямо полярной ортозоны Гаусс и обратно полярной – Матуяма, последняя теперь со всеми экскурсами целиком включена в ОМШ квартера. В связи с этим возникла необходимость в подготовке обновленной версии «ОМШ квартера – 2015». Работа по обновлению ОМШ квартера проходила в рамках Комиссии по магнитостратиграфии МСК России. Обновление в ортозоне прямой полярности Брюнес выразилось введением новых экскурсов; уточнением корреляции ОМШ квартера с международной шкалой полярности; выведением некоторых экскурсов из ОМШ и корректировкой возраста экскурсов (рис.).



Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России-2015.

В Общую Магнитостратиграфическую шкалу полярности квартера – 2015 введен новый экскурс Hilina Pali с возрастом 18-23 тыс. лет (Hirokuni, 2005; Lourens, 2004) и коррелятный ему в России экскурс «Хвалынь», подтвержденный на Нижней Волге, в Прикаспии и в акватории Каспийского моря, с возрастом хвалынских (нижнехвалынских) образований по ^{14}C в диапазоне 17-30 тыс. лет и ТЛ-методом в диапазоне 19 (21) – 28 (32) тыс. лет (Арсланов и др., 2013; Безродных и др., 2004, 2013; Шкатова, Заррина, 2006; Шкатова, 2011, 2013; Янина, 2012; Shkatova, 2010). Введен Норвежско-Гренландский экскурс Стрейт с возрастом 60-80 тыс. лет и коррелятный ему в России – Ательский, подтвержденный на Нижней и Средней Волге, в Прикаспии и в акватории Каспийского моря с возрастом (А. И. Шлюков, ТЛ-метод) ательских образований 70-28 тыс. лет (Шкатова, 2011). Введены два экскурса CR0 = Fram Strait с возрастом 260 тыс. лет и CR1 с возрастом 320 тыс. лет, пока не имеющих аналогов в России. Введен экскурс CR3=La Palma с возрастом 590 -620 тыс. лет и коррелятный ему экскурсы Елунино VII и новый – Лог Красный, начало которого оценивается в 600-625 тыс. лет, с длительностью в 20-30 тыс. лет (Поспелова, 2002).

Изменен возраст экскурса Дельта на 665-690 тыс. лет (Hirokuni, 2005) и теперь он коррелируется с новым экскурсом Елунино VIII? (ранее он сопоставлялся с Елунино VII), возраст которого предположительно 710 тыс. лет (Поспелова, 2002). Выведены из экскурса Левантин=Бива II, коррелятные им экскурсы Чаган и Днепр. Экскурс Чаган – из-за крайне противоречивых ТЛ – дат, которые получены в разных лабораториях – от 480 тыс. лет (МГУ) до 125 тыс. лет (БуГИН) (Русанов, 2011), а экскурс с названием Днепр – из-за удревнения возраста бывшей «днепровской» (теперь – донской) морены. Корректировка возраста проведена по опубликованным работам последнего десятилетия (Pillans, Gibbard, 2012; Hirokuni, 2005; Lourens, 2004; Поспелова, 2002; Петрова, 2002). Обратно полярная ортозона Матуяма соотнесена с Международной шкалой полярности 2012.

Таким образом, в ОМШ полярности квартера – 2015 с нижней границей квартера 2,6 млн. лет, проходящей по инверсии Гаусс/Матуяма, в ортозоне прямой полярности Брюнес имеется 17 экскурсов (вместо прежних 12), а в ортозоне обратной полярности Матуяма – 10 экскурсов (вместо 3-х). Она скоррелирована с новой Общей стратиграфической шкалой квартера (Borisov, Shkatova, Semenova, 2014) и с морскими изотопными ярусам. Экскурсы являются магнитостратиграфическими реперами в четвертичной стратиграфии и соответственно масштабной линейкой событийной стратиграфии.

Список литературы:

Арсланов Х.А., Свиточ А.А., Чепалыга А.Л., Янина Т.А., Максимов Ф.Е., Чернов С.Б., Тертычный Н.И. Старикова А.А. О возрасте хвалынских отложений Каспийского региона по данным датирования раковин моллюсков 14С и $^{230}Th/^{234}U$ методами. – Материалы VIII Всеросс. совещания по изучению четверт. периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов н/Д: ЮНЦ РАН. 2013. –С. 34-36.

Безродных Ю.П., Делия С.В Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия. Мат. VIII Всеросс. совещания по изучению четверт. периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов н/Д: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 56-57.

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин О.Б., Бабак Е.Б. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12. – №1. – С. 114-124.

Петрова Г.Н. Циклические изменения магнитного поля Земли //Физика Земли. – 2002. – №5. – С. 5-14.

Поспелова Г.А. О геомагнитных экскурсах //Физика Земли. – 2002. – №5. – С. 30-41.

Русанов Г.Г. Разрез Чаган (юго-восточный Алтай): строение и реконструкция условий осадконакопления // Изв. РГО. – 2011. – Т. 143. – Вып. 1. – С. 67-73.

Шкатова В.К. Каспийский регион – опорный стратиграфический разрез «квартера России». Мат. VIII Всеросс. совещания по изучению четверт. периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов н /Д: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 702-704.

Шкатова В.К. Трансгрессивно-регрессивные циклы – основа региональной стратиграфической схемы квартера Каспия // Геология морей и океанов: Мат. XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – М.: ГЕОС, 2011. Т. I. – С. 301-305.

Шкатова В.К., Заррина Е.П. Четвертичные образования европейской части России. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах- Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. – С.167-190.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – М: Географический факультет МГУ, 2012. – 264 с.

B.A. Borisov, V.K. Shkatova, L.R. Semenova. Proposal on Structure of the General Stratigraphic of the Quaternary of Russia. International conference INQUA-SEQS 2014. – Ekaterinburg, 2014.- C.23-25.

Hirokuni O. Recurrent Geomagnetic Excursion: A Review for the Brunhes Normal Polarity Chron // Geography (Chigaky Zasshi). – 2005. – Vol. 114. – № 2. – P. 174-193.

Lourens L.J. Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the $\delta^{18}O$, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr // Paleocenography. – 2004. – Vol.19. – P. 1-20.

Pillans B., Gibbard P. The Quaternary Period // A Geologic Time Scale by Gradstein et al. (2012). – 2012. – Ch. 30. – P. 972-1010.

Shkatova V.K.. Paleogeography of the Late Pleistocene Caspian Basins: geochronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes //Quaternary International. – 2010. – Vol. 225, – Issue 2. – P. 221-229.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМЫ КВАРТЕРА КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

В.К. Шкатова[1], А.А. Шейков[2]
[1]Всероссийский *геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия,* Valentina_Shkatova@vsegei.ru
[2]*«Южморгеология», Геленджик, Россия*, sheykovaa@ymg.ru

QUATERNARY REGIONAL STRATIGRAPHIC AND SEISMOSTRATIGRAPHIC SCHEMTS OF CASPIAN REGION

V.K. Shkatova, A.P. Karpinsky, Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St.-Petersburg, Russia; A.A. Sheykov, Yuzhmorgeologiya,Gelendzhik, Russia

Трансгрессии и регрессиина суше и в акватории являются ярко выраженными геологическими событиями регионального значения. Они могут выделяться в самостоятельные региональные трансгрессивные и регрессивные горизонты, которые образуют закономерную систему последовательности этапов геологической истории квартера. Основу региональной стратиграфической схемы квартера Каспийского региона для суши и акватории составляют трансгрессивные и регрессивные горизонты, которые являются переломными в геологической истории данного региона.Особенно это касается регрессивных горизонтов, которые были, как правило, климато-био-магнитостратиграфическими и тектоническими рубежами. Особый интерес представляют неоплейстоценовые регрессивные горизонты на суше,которые в последнее время подтверждаются сейсмостратиграфическими исследованиями в акватории. В настоящей работе приводится региональная стратиграфическая схема Каспийского региона, построенная на основе био-, цикло-, магнито-, климатостратиграфии с привлечением материалов по бурению в акватории, и впервые региональная сейсмостратиграфическая схема акватории Каспия по данным геофизики (рис.).

В региональной стратиграфической схеме Каспийского региона в неоплейстоцене выделено шесть (венедский?) регрессивных горизонтов: известные – тюркянскийс глубокой регрессией до –150 м, сингильский- с регрессией ниже –48 м, енотаевский- с регрессией до – (45-50) м или минус 20 м от современного уровня моря, а так женовые- черноярский (астраханский), ательский и мангышлакский горизонты. Черноярский (астраханский)регрессивный горизонт – с глубокой регрессией до –90 м, или минус 60 м от современного уровня на суше представлен черноярским педокомплексом, с почвами степного типа, малокарбонатными, с сингенетичными жилками смятия и слабо развитыми щельниками, с криотермной малакофауной и фауной остракод, с харами средненеоплейстоценового возраста, со светлыми «костями из ательского яруса» (по В.И. Громову), со СПК степного типа, с ПМА-Черноярской (Ямайка?). В акватории ему соответствуют мелководные образования прибрежно-морского и авандельтового типа. Ательский регрессивный горизонт – с глубокой регрессией до –100 м, или минус 70м от современного уровня моря на суше представлен озерно-аллювиальными лессовидными ательскими суглинками, с мощными криотурбациями, со СПК перигляциальной полынно-маревой степи, пресноводными моллюсками, остракодами, фораминиферами, с верхнепалеолитическим фауничтическим комплексом и мустьерской стоянкой, с обратно намагниченной микрозоной Ательт (Стрейт?), с TL-возрастом 28-70 тыс. л.н. В акватории ему соответствуютлагунно-дельтовые мелководные образования.Мангышлакский регрессивный горизонт – с глубокой регрессиейдоминус 103-108 м или минус 75-80 м от современного уровня моря, на суше представлен эоловыми образованиями. В акватории ему соответствуют образования наземной дельты и авандельты, с возраст по ^{14}C 7-9 тыс. л.н.

Современное геологическое изучение акватории Каспия базируется на сейсмостратигрфии, где данные геофизики (сейсморазведки, сейсмоакустики) увязаны с материалами бурения. Так же, как и на суше, в акватории эпохи регрессий являются важнейшими сейсмостратиграфическими реперами. Ниже приводится региональная сейсмостратиграфическая схема акватории Каспия, где особое внимание уделяется сейсмостратиграфическим регрессивным горизонтам (рис.). Бывшая граница квартера и неогена на уровне 1,8 млн. лет проходила по сейсмогоризонту **В,** в подошве апшеронского сейсмокомплекса. В связи с понижением границы квартера на уровень 2,6 млн. лет граница квартера и неогена проходит теперь внутри акчагыльского сейсмокомплекса **I_0-В,** по кровле урдинскогоподгоризонта внутри среднеакчагыльского горизонта. Для всего акчагыльскогосейсмокомплекса характерны сигмоидные отражения с северной экспозицией, наклон косых серий которых свидетельствуют о кавказском источнике сноса. Апшеронский сейсмокомплекс **В-Б** залегает с размывом на акчагыльском и имеет клиноформный облик, но со смещением косослоистой серии в области сноса к югу и юго-востоку.

Врезы тюркянской регрессии, ограниченные двумя сейсмогоризонтами **Б** и **А,**фиксируются в акватории Северного Каспия в кровле апшеронского сейсмокомплекса. На шельфе Среднего Каспия – это уже маломощный, параллельно слоистый и выклинивающийся у побережья тюркянский сейсмокомплекс **Б-А.** Бакинский-сейсмокомплекс**А-А1** залегает с размывом на апшеронском сейсмокомплексе или тюркянском сейсмогоризонте. Внутри него предположительно выделен регрессивный венедский? сейсмогоризонт.

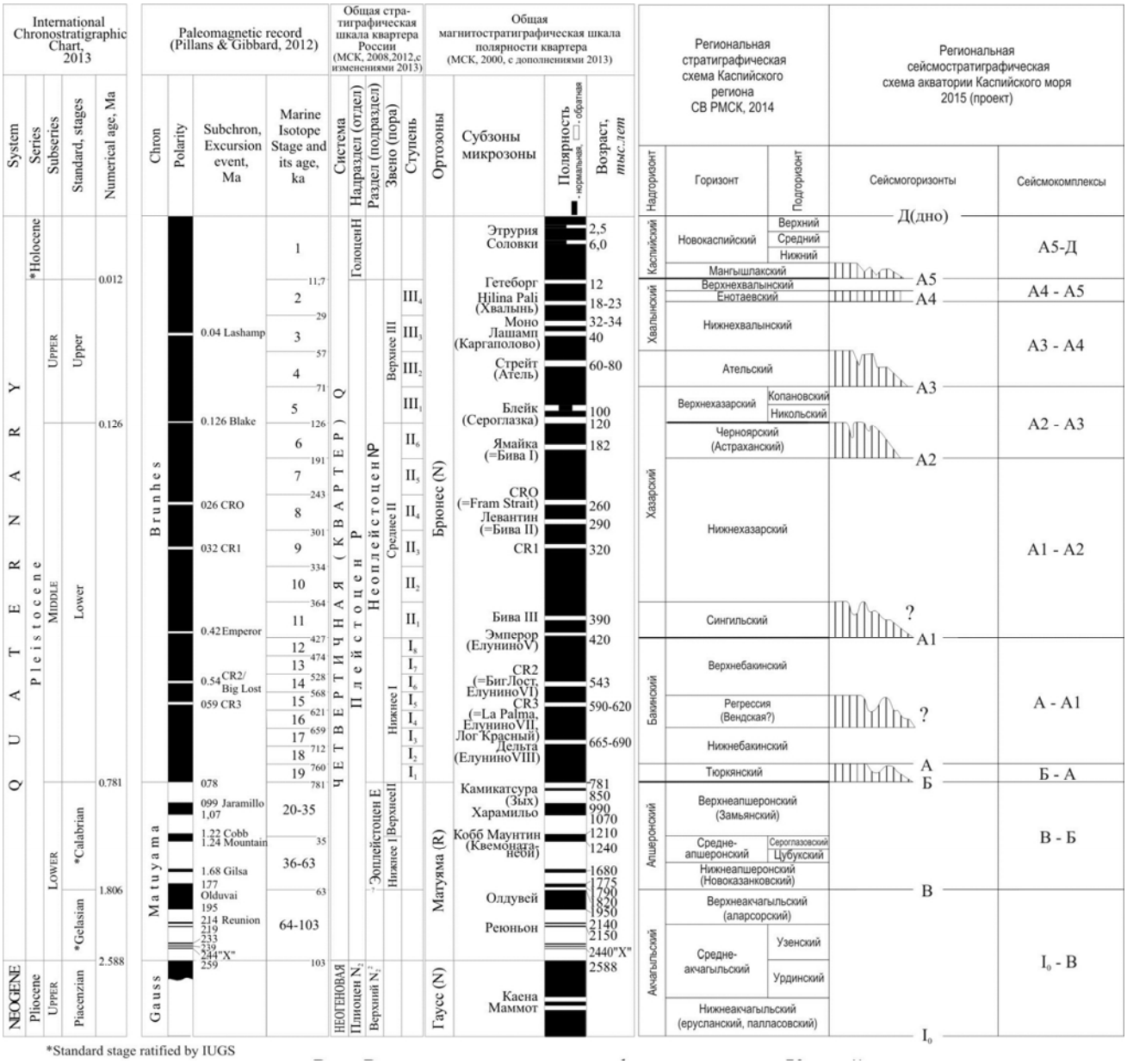
Сингильский (в акватории известен как урунджикский) регрессивный сейсмогоризонт **А1** сохранился местами, на Северном Каспии (предположительно) в виде врезов в кровле бакинского сейсмокомплекса. Нижнехазарскийсейсмокомплекс**А1-А2** трансгрессивно залегает на бакинском сейсмокомплексе. Поверхность его размыта. На нем фиксируются палеоложбины астраханского (черноярского на суше) регрессивногосейсмогори-

зонта **A2.** Он имеет ограниченное распространение и является переходным от нижнехазарского к верхнехазарскому сейсмокомплексу.

Верхнехазарскийсейсмокомплекс **A2-A3** характеризуется волнисто-слоистыми, иногда линзовидными отражениями низкой интенсивности. Ательскийрегрессивныйсейсмогоризонт**A3** – нижняя граница распространения «акустически прозрачных» линз, представлен врезами в кровле верхнехазарского сейсмокомплекса А2-А3. Подошва врезов отчётливо фиксируется как динамически выраженное двухфазное отражение. Нижнехвалынскийсейсмокомплекс **A3-A4** характеризуется переслаиванием хорошо коррелируемых сейсмопачек с «акустически прозрачными» линзами. В его кровле отмечаются неглубокие, неотчётливо выраженные палеоложбины, по-видимому, сформированные в период енотаевской регрессии с сейсмогоризонтом**A4.** Верхнехвалынскийсейсмокомплекс **A4-A5** залегает с размывом на нижнехвалынском. В его кровле – граница 1-2-фазной чёткой записи, прослеживаются мангышлакские палеоврезы, соответствующие мангышлакскому регрессивному сейсмогоризонту **A5.** Врезы заполнены неконсолидированными регрессивными осадками. Система палеоврезов южнее Северного Каспия переходит в маломощный горизонт.

Новокаспийскийсейсмокомплекс**A5-Д** (поверхность дна) залегает с размывом на мангышлакском, нижне – и верхнехвалынском, реже более древних сейсмокомплексах. Сейсмозапись его непрерывная, параллельнослоистая. Выделено пока два подгоризонта.

Составленные две региональные стратиграфическая и сейсмостратиграфическая схемы квартера Каспийского региона с подтверждающими по акватории ранее выделенными на суше регрессивными горизонтами имеют большое значение для наиболее полного познания четвертичной истории Каспия.



Региональная стратиграфическая схема Каспийского региона.

ВОПРОСЫ ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИИ НОСОРОГА МЕРКА (STEPHANORHINUS KIRCHBERGENSIS JAGER 1839) (RHINOCEROTIDAE, MAMMALIA)

А.В. Шпанский
Томский государственный университет, Томск, Российская Федерация, shpansky@ggf.tsu.ru

QUESTIONS PALEOZOOGEOGRAPHY STEPHANORHINUS KIRCHBERGENSIS JAGER 1839 (RHINOCEROTIDAE, MAMMALIA)

A.V. Shpansky Tomsk State University, Russian Federation

В последние годы благодаря большим усилиям Эммануэля Биллия были проведены работы по выявлению и систематизации местонахождений *S. kirchbergensis* по региональному признаку. Подобные обобщения были им выполнены сначала по Италии (Billia, 2005), затем по территории России (Billia, 2008) и последняя работа, по сути, каталог местонахождений *S. kirchbergensis* в Евразии (без данных по России) был опубликован в 2011 году (Billia, 2011a). Приведенная в другой работе (Billia, 2011b) карта местонахождений включает находки носорога Мерка без разделения их по геологическому возрасту. Часть местонахождений из приведенных им списков, были нами исключены, так как описываемые из них остатки, не имели определения геологического возраста или, по-нашему мнению, принадлежат другим видам носорогов: в Куруксае и Ленинакане остатки принадлежат мелким носорогам. Также анализ некоторых литературных данных выявил новые находки носорога Мерка. Например, автор относит к *S. kirchbergensis* нижнюю челюсть (ЯНЦ, экз. № 400) найденную на р. Яна (Якутия), установленную ранее П.А. Лазаревым (2008) как паратип *Coelodonta antiquitatis jacuticus* Russanov 1968. Морфологическая и морфометрическая характеристика этой челюсти не вызывает сомнения в ее принадлежности *S. kirchbergensis*. Большой объем новых находок на юго-востоке Западной Сибири в том числе из нескольких новых регионов (неопубл. данные) дополнил представления о пространственном распространении этого носорога. Эти и другие данные (всего около 80 местонахождений), послужили автору хорошей основой для предлагаемого ниже палеозоогеографического обзора.

Палеозоогеографический анализ проводился на основе двух методических подходов: 1 – ареалологическом, направленном на выяснение пространственно-временного распространения таксона по географическому положению местонахождений и их плотности; 2 – палеогеографическом, позволяющем проводить реконструкции возможных путей миграции таксона с учетом динамики ландшафтно-климатических условий во времени.

Наиболее древними на сегодняшний день являются местонахождения в Средней Азии: Кошкурган в бассейне р. Сырдарьи и у Капчагайского водохранилища (рис., фиг. 1). Фауна Кошкургана и Капчагая (Южный Казахстан), включающая остатки носорога Мерка, аналогична тираспольской фауне Восточной Европы, датируется ранним неоплейстоценом (Хисарова, 1963; Кожамкулова, 2000; Форонова, 2000). Совместно с *S. kirchbergensis* в Кошкургане описаны остатки мосбахской лошади *Equus* cf. *mosbachensis* Reich., осла *E. hidruntinus* Regalia, гигантского верблюда *Paracamelus gigas* Schlosser, бизона *Bison* aff. *priscus* Boj.

Эти наиболее древние находки *S. kirchbergensis* в Казахстане, позволяют предположить Среднеазиатское происхождение этого животного. Хотя остатки *S. megarinus*, более древней и считающейся предковой формой для носорога Мерка, известны из Европы (Громова, 1965; Fortelius et al., 1993). Но в Европе (Восточной и Западной) местонахождений носорога Мерка древнее второй половины раннего неоплейстоцена (миндель-II) не известно. Миграция носорога Мерка на север могла быть вызвана усиливающейся аридизацией климата в Средней Азии и достаточно интенсивными процессами горообразования и расчленения рельефа, этими же процессами можно объяснить смещение на север к началу среднего неоплейстоцена южной границы ареала.

Во второй половине раннего неоплейстоцена носорог Мерка очень быстро расширяет свой ареал, на западе проникая в Центральную Европу до Хейдельберга и Мосбаха II (Германия, ~600 и ~500 тыс. лет соответственно) и обитая в северо-западном Причерноморье – в Молдавии (Колкотова балка, у г. Тирасполь) и Украине (Беляевка, у г. Одесса). В Азии носорог Мерка доходит на восток до Чжоукоудяня 1 (Восточный Китай, ~500 тыс. лет). Европейский и Восточно-Китайский центры крайне удалены как друг от друга, так и от предполагаемого центра распространения. При этом в пространстве между Европейскими и Восточно-Китайским местонахождениями на сегодняшний день не известны местонахождения носорога Мерка относящиеся ко второй половине раннего неоплейстоцена, включая эндемичный район (Казахстан).

В этой связи всплеск численности местонахождений остатков носорога Мерка в Евразии датированных началом среднего неоплейстоцена (временем, предшествовавшим максимальному оледенению) вызывает ряд вопросов: 1) где располагался район (или районы) явившийся центром повторного расселения, так называемой второй волны; 2) какими были направления миграций – с запада на восток или наоборот; 3) пути возможных миграций?

Нам представляется наиболее вероятным, что расселение второй волны носорога Мерка происходило в самом начале среднего неоплейстоцена, по геологическим меркам одновременно, из трех районов (рис., фиг. 2), названных нами условно: 1) Германский или Центрально-Европейский, 2) Западно-Сибирский и 3) Восточно-Китайский. Из «Германского центра» распространение происходило радиально в пределах Западной и Центральной Европы, включая Британские острова, Францию, Польшу, Украину и др.

Вторым центром распространения, вероятно, является юг Западной Сибири. По-нашему мнению, отсюда распространение носорога Мерка произошло по трем направлениям: на запад, восток и север. Миграция носорога Мерка на запад происходила через Нижнее Поволжье, где местонахождения довольно многочисленны (Громова, 1935; Беляева, 1940). По долине р. Волги он продвинулся на север Русской равнины – г. Рыбинск (Беляева, 1939) является самым северным местонахождением (58º05’ с.ш., 38º50’ в.д.) для Европейской части ареала. Одновременно из Прикаспийской низменности вдоль западного побережья Каспийского моря носороги могли проникнуть на Кавказ (в Азербайджан). Вторым направлением распространения носорога Мерка из «Западно-Сибирского центра» было продвижение в долину р. Иртыш и на юго-восток Западно-Сибирской равнины в целом. Здесь в Обь-Иртышском междуречье, Кузбассе и Верхнем Приобье известно несколько местонахождений начала среднего неоплейстоцена (Shpansky, Billia, 2012). По долине р. Обь *S. kirchbergensis* проник довольно далеко на север, до Киндала (59º08’ с.ш., 80º35’ в.д.), что является самой северной точкой ареала в Западной Сибири (неопубл. данные). Распространение на восток в Забайкалье и Якутию, по нашему мнению, является третьим направлением расселения носорога Мерка из Западной Сибири, но не исключено, что восточная линия могла распространиться и напрямую – из Китая на север в Центральную Сибирь. Местонахождения на реках Вилюй и Яна в Якутии (63º40’ с.ш., 121º03’ в.д. и 69º с.ш., 134º в.д. соответственно) являются самыми северными из известных (Дуброво, 1957). Третьим вероятным центром распространения носорога Мерка в начале среднего неоплейстоцена являлась восточная часть Китая и Корея (рис., фиг. 2). Здесь расположены южные местонахождения (Чжоукоудянь 20, Турубонг и др.) носорога в интервале от 36º30’ до 40º с.ш. Эта часть ареала могла иметь значительную степень изоляции от остального евроазиатского распространения *S. kirchbergensis.*

Во время максимального оледенения (250-130 тыс. лет) *S. kirchbergensis* исчезает на большей части своего ареала (Восточная Европа, Западная и Восточная Сибирь). В начале позднего неоплейстоцена носорог Мерка сохраняется в двух[5], крайне удалённых друг от друга рефугиумах: Центрально-Европейском и Китайском (рис., фиг. 3). В Центральной Европе, в Германии (Тюрингия), Хорватии (Billia, 2011a; Kahlke, 1977; Lacombat, 2009), в Италии известно несколько местонахождений (Billia, 2011a), чей геологический возраст определен в интервале 120-104 тыс. лет. В «Китайском» рефугиуме (Ксяйгушан, провинция Ляонин) носорог Мерка сохранился до начала позднего неоплейстоцена и даже проник по долине Янцзы достаточно далеко на юг, поднявшись на значительные высоты хребта Дабашань. Местонахождение Шенноджи «пещера Носорога» (провинция Хубэй) (31º40’20” с.ш. 110º25’12” в.д.) находится на высоте более 2000 м (Tong, Wu, 2010). Это местонахождение является самым южным и самым высотным из известных на сегодняшний день.

Данное научное исследование 8.1.25.2015 выполнено при поддержке Программы «Научный фонд ТГУ им. Д.И. Менделеева».

Список литературы:

Беляева Е.И. Об остатках ископаемого носорога из окрестностей г. Рыбинска // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. – 1939. – Т. 5. – С. 69-92. Tabl. I-VII.

Беляева Е.И. Новые находки остатков носорога Мерка на территории СССР // Природа. – 1940. – № 8.

Громова В.И. Об остатках носорога Мерка (*Rhinoceros mercki* Jaeg.) с Нижней Волги // Тр. ПИН. – 1935. – Т. 4. – С. 91-136. Табл. I-III.

Громова В.И. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы. М.: Наука, 1965. 143 с.

Дуброво И.А. Об остатках *Parelephas wusti* (M. Pawl.) и *Rhinoceros mercki* Jager из Якутии // Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода. – 1957. – № 21. – С. 97-104.

Кожамкулова Б.С. Кошкурганский раннеплейстоценовый фаунистический комплекс // Раннепалеолитические микроиндустриальные комплексы в травертинах Южного Казахстана. –Новосибирск, 2000. – С. 262-269.

Лазарев П.А. Крупные млекопитающие антропогена Якутии. – Новосибирск: Наука, 2008. – 160 с.

Форонова И.В. Анализ палеотериологического матриала из местонахождений Кошкурган I и II // Раннепалеолитические микроиндустриальные комплексы в травертинах Южного Казахстана. –Новосибирск, 2000. – С. 273-275.

Хисарова Г.Д. Ископаемые кости млекопитающих из Кошкурганского грифона (Южный Казахстан) // Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1963. – Т. 4. – С. 42-65.

Billia E.M.E. Odontological distinguishing characters of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jaeger, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) with a revision of the species in Italy // Proc. 3nd Intern. Symp. Evolution of Life on the Earth, Tomsk November 1-4 2005, Evolution of Life on the Earth. – Tomsk. 2005. – P. 321-325.

Billia E.M.E. Revision of the fossil material attributed to *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) preserved in the museum collections of the Russian Federation // Quaternary International. – 2008. 179 (1). – P. 25-37.

Billia E.M.E. Occurrences of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) in Eurasia – An account // Acta Palaeontologica Romaniae. –2011a. VII: 17-40.

Billia E.M.E. Siti Paleontologici a “Rinoceronte di Merck”, *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jager, 1839) (Mammalia, Perissodactyla), in Istria, Quarnero e Dalmazia // Atti. – 2011b. Vol. 41. – P. 9-31.

Fortelius M., Mazza P., Sala B. *Stephanorhinus* (Mammalia: Rhinocerotidae) of western European Pleistocene, with a revision of *S. etruscus* (Falconer, 1868) // Palaeontographia Italica. – 1993. – Vol. 80. – P. 63-155.

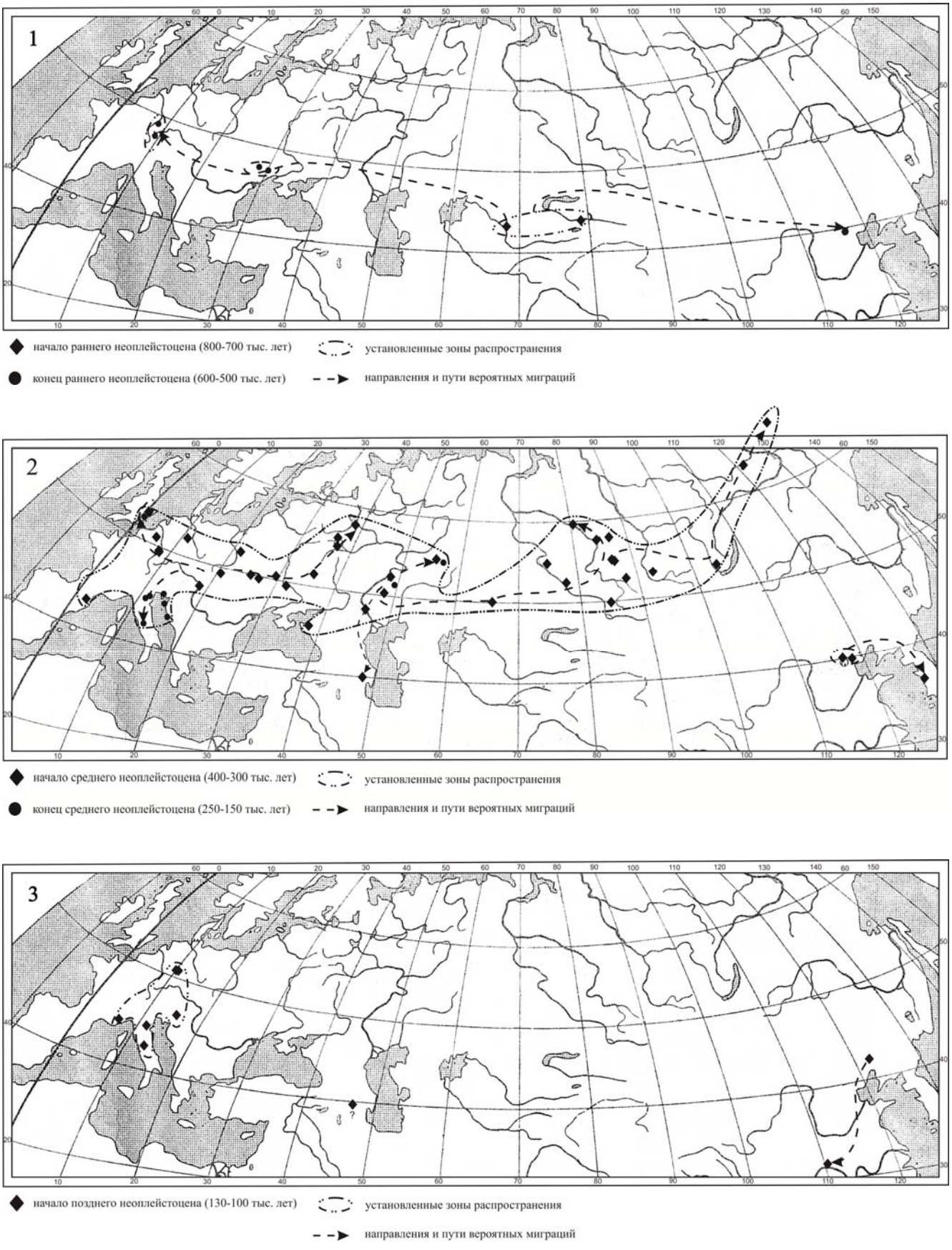
Kahlke H.-D. Die Rhinocerotidenreste aus den Travertinen von Taubach // Quartärpaläontologie. –1977. – Vol. 2. – P. 305-359.

Lacombat F. Biochronologie et grands mammiferes au Pleistocene moyen et superieur en Europe occidentale: L’Apport des Rhinocerotidae (genre *Stephanorhinus*) // Quaternaire. – 2009. –Vol. 20. – № 4. – P. 429-435.

[5] Возможно, третьим рефугиумом является Южный Карабах (Азербайджан, Кавказ), здесь из мустьерских слоев в пещ. Азых определены остатки носорога Мерка (Барышников, 1987), но описание этих остатков до сих пор не опубликовано.

Tong H.W., Wu X.Z. *Stephanorhinus kirchbergensis* (Rhinocerotidae, Mammalia) from the Rhino Cave in Shennongjia, Hubei // Chinese Science Bulletin. – 2010. Vol. 55. – № 12. P. 1157-1168.

Shpansky A.V., Billia E.M.E. Records of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger, 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) from the Ob' River at Krasniy Yar (Tomsk region, southeast of Western Siberia) // Russian Journal of Theriology. – 2012. – № 1. – С. 47-55.



Карты предполагаемого распространения и расселения Stephanorhinus kirchbergensis в Северной Евразии, на основе местонахождений остатков раннего – начала позднего неоплейстоцена: 1 – ранний неоплейстоцен; 2 – средний неоплейстоцен; 3 – начало позднего неоплейстоцена.

СЛУЧАИ ПАТОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРАСТАНИЙ НА МЕТАПОДИАЛЬНЫХ КОСТЯХ ПАРНОКОПЫТНЫХ, ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ

А.В. Шпанский, А.В. Пугачёва
Томский государственный университет, Томск, Россия, Shpansky@ggf.tsu.ru, Alin_2007@sibmail.com

CASE OF PATHOLOGICAL GROWTHS ON METAPODIAL BONES OF ARTIODACTYLS, POSSIBLE CAUSES OF APPEARANCE

A.V. Shpansky, A.V. Pugachyova Tomsk State University, Tomsk, Russia,

Случаи патологических изменений на зубах и костях посткраниального скелета крупных млекопитающих встречаются довольно часто, в том числе у ископаемых млекопитающих четвертичного периода. Патологические изменения на костях ископаемых млекопитающих и причины их возникновения до настоящего времени остаются малоизученными. Ниже рассмотрены случаи патологических изменений на метаподиальных костях скелета у бизонов и гигантского оленя из местонахождения Красный Яр (Томская область) (Shpansky, 2006). Семь экземпляров принадлежат взрослым животным, один – полувзрослому.

Bison priscus: Левая метакарпальная кость (рис., а) экз. ПМ ТГУ 5/3386 – два разрастания. Одно тонкое, поперечное вздутие надкостницы на фронтальной поверхности, в верхней трети диафиза, длинной 31 мм, при ширине 10 мм. Второе овальное в средней части диафиза, справа от дорсального продольного желоба. Расстояние между ними 27 мм. Наибольшая длина кости – 225 мм, ширина проксимального конца – 81,5 мм, его поперечник (наибольший) – 45 мм, наименьшая ширина диафиза – 57 мм, ширина дистального конца – 87,5 мм, его поперечник – 44 мм.

Правая метатарсальная кость (рис., б) экз. ПМ ТГУ 5/3264 – округлое вздутие (диаметр 44 мм) с латеральной стороны диафиза, чуть выше середины. Наибольшая длина – 285 мм, ширина проксимального конца – 71 мм, его поперечник (наибольший) – 64,5 мм, наименьшая ширина диафиза – 50 мм, ширина дистального конца – 83,5 мм, его поперечник – 44 мм.

Правая метатарсальная кость (рис., в) экз. ПМ ТГУ 5/4283 – овальное вздутие (45х37 мм) с латеральной стороны диафиза, чуть выше середины. Наибольшая длина кости – 290 мм, ширина проксимального конца – 67 мм, его поперечник (наибольший) – 60,5 мм, наименьшая ширина диафиза – 55 мм, ширина дистального конца – 82,5 мм, его поперечник – 42,5 мм.

Левая метатарсальная кость (рис., г) экз. ПМ ТГУ 5/5226 – продольное вздутие с латеральной стороны диафиза от дистального эпифизарного шва и выше до 1/3 длины диафиза (длина 42 мм, ширина 15 мм). Наибольшая длина кости – 285 мм, ширина проксимального конца – 67 мм, его поперечник (наибольший) – 61 мм, наименьшая ширина диафиза – 47,5 мм, ширина дистального конца – 78 мм, его поперечник – 42 мм.

Левая метатарсальная кость (рис., д) экз. ПМ ТГУ 5/3265 – очень большое овальное вздутие в верхней половине диафиза с медиальной стороны. Деформация проксимальной суставной поверхности отсутствует. Длина вздутия – 96 мм, поперечник – 79 мм. Рентгенографические исследования показали значительное развитие губчатой ткани в верхней трети полости диафиза. Наибольшая длина – 275 мм, ширина проксимального конца – 73 мм, его поперечник (наибольший) – 66,5 мм, наименьшая ширина диафиза – 48 мм, ширина дистального конца – 74,5 мм, его поперечник – 42 мм.

Левая метатарсальная кость (рис., е) экз. ПМ ТГУ 5/3263 полувзрослого животного, дистальный эпифиз не приросший, но кость имеет крупные размеры. Верхняя часть кости деформирована за счет разрастания верхней части диафиза и проксимального эпифиза. Наибольшие изменения произошли с передней и медиальной стороны. Сочленовная фасетка для centrotarsale вогнута и по краям ее обрамляет высоко поднятое разрастание надкостницы. Наибольшая длина кости – с255 мм, ширина проксимального конца – 65 мм, его поперечник (наибольший) – 67,5 мм, наименьшая ширина диафиза – 39 мм, ширина дистального конца – 71 мм, его поперечник – 42,5 мм.

Левая метатарсальная кость (рис., ж) экз. ПМ ТГУ 5/2485 – деформация проксимальной части кости. С медиальной стороны расположен большой шишкообразный бугор, передняя и латеральная части эпифиза сильно расширены. Можно предполагать начало срастания metatarsale и centrotarsale, на это указывает отсутствие сочленовной фасетки для centrotarsale. Дистальная часть кости повреждена: наибольшая ее длина – С260 мм, ширина проксимального конца – 80 мм, наименьшая ширина диафиза – 42,5 мм.

Megaloceros giganteus: левая метакарпальная кость (рис., з) экз. ПМ ТГУ 5/3377 – широкое овальное вздутие с медиальной стороны диафиза, чуть ниже середины (ориентированное вдоль диафиза). Распространяется на переднюю сторону, из-за чего дорсальный продольный желоб в четырех местах закрывается (имеет «пунктирное» распространение). Длина вздутия 54 мм, поперечник – 42 мм, находится в 180 мм от проксимального конца и в 110 мм от дистального конца. Задняя стенка диафиза отсутствует. Внутренняя стенка диафиза морфологических отклонений не имеет. Наибольшая длина кости – 345 мм, ширина проксимального конца – 70 мм, его поперечник (наибольший) – С36 мм, наименьшая ширина диафиза – 47 мм, ширина дистального конца – 73 мм, его поперечник – 41,5 мм.

Имеющийся материал можно разделить на две группы – в одну входит два метаподия *B. priscus* с разрастаниями и деформациями проксимальных эпифизов (экз. ПМ ТГУ 5/3263 и 5/2485), в другую все остальные метаподии, у которых локализация патологий приурочена к диафизу. Для первой группы можно предположить травмирование задней конечности в области заплюсневого сустава, что и привело к дальнейшим изменениям

костной ткани. У других костей произошло травмирование диафиза. Можно предположить две наиболее вероятные причины возникновения этих патологий. Выявленные разрастания на метаподиальных костях имеют некоторые закономерности в своей пространственной локализации. На метакарпальных костях бизона и гигантского оленя разрастания находятся на дорсально-медиальной стороне костей. На метатарсальных костях бизонов разрастания расположены на латеральной стороне костей, кроме экземпляра ПМ ТГУ № 5/3265. Все эти случаи могут хорошо объясняться «ударной» причиной возникновения травм. Метаподиальные кости копытных имеют наименьшую защиту со стороны облегающих мягких тканей, так как мышечная масса на них значительно меньше, чем у более высоко расположенных костей конечностей, особенно задней ноги. Последствия травм выражались в возникновении гематом или открытых рваных ран, возможных отслоениях надкостницы, внутренних кровотечениях. Последующее зарастание травмы могло приводить к образованию костного вздутия на диафизе или разрастания проксимального эпифиза. Крайним случаем повреждения кости является заросший перелом большой берцовой кости *B. menneri* (Kierdorf et al., 2012). Первой вероятной причиной таких травм животных могут быть удары дистальными отделами конечностей о препятствия, которые им приходилось перепрыгивать (например стволы упавших деревьев). Второй причиной может быть удар (или бросок) палкой по ногам, сделанный палеолитическим человеком. Но вздутия надкостницы на экземплярах 5/3386 и 5/5226 имеют не характерную для удара форму, их вытянутая форма больше соответствует режущему или царапающему воздействию. Поэтому вероятна третья причина возникновения патологий – нападение крупного хищника из засады, скорее всего пещерного льва. Добраться до шеи рогатого животного (бизона или гигантского оленя) сразу было непросто – у добычи была защита в виде мощных рогов, которыми они могли дать отпор нападающему, а у бизонов шею прикрывала мощная грива. Интересно, что на метаподиях лошадей (не имеющих рогов) таких шрамов не встречено. Их было проще сразу хватать за шею. А вот атака по ногам, из-за умения лошадей лягаться, была малоэффективной и даже опасной. Можно предполагать, что наиболее уязвимыми для львов местами у крупных парнокопытных являлись дистальные отделы конечностей, особенно задних – менее защищенных и более тонких. Травмы нанесены в результате зацепов передней лапой хищника по ногам копытного с целью сбить его с ног и возможно сломать метаподиальную кость, тем самым обездвижив животное. Современные африканские львы, охотясь прайдами на крупных парнокопытных (антилоп гну, буйволов, жираф), обычно запрыгивают им на спину, хватают за шею. Но в позднем неоплейстоцене животные были покрыты густым и длинным мехом, поэтому нанести сколько-нибудь серьезную травму такими способами было мало вероятно – пасть забивалась шерстью, а когти слабо доставали до шкуры. Таким образом, удар по ногам был наиболее эффективным способом охоты на крупных плейстоценовых парнокопытных. Изученные экземпляры свидетельствуют, что и эти охоты были не удачными, так как животные пережили нападения и, получив тяжелую травму, смогли после этого прожить достаточно долго.



Метаподиальные кости парнокопытных со следами прижизненных повреждений (показаны стрелками): а-ж Bison priscus: а – metacarpale экз. ПМ ТГУ 5/3386; б-ж metatarsale: б – экз. ПМ ТГУ 5/3264; в – экз. ПМ ТГУ 5/4283 (вид с плантарной стороны); г – экз. ПМ ТГУ 5/5226; д – экз. ПМ ТГУ 5/3265; е – экз. ПМ ТГУ 5/3263; ж – экз. ПМ ТГУ 5/2485; з – Megaloceros giganteus, metacarpale экз. ПМ ТГУ 5/3377.

Не смотря на серийность полученных материалов их численность к общему объему выборки костей *B. priscus* в местонахождении Красный Яр не велика: общая численность метакарпальных костей составляет 135 экземпляров (один случай патологии – 0,75%), метатарсальных костей 154 экземпляра (6 случаев патологий – 3,9%).

Данное научное исследование (8.1.80.2015) выполнено при поддержке Программы «Научный фонд ТГУ им. Д.И. Менделеева».

Список литературы:

Kierdorf U., Kahlke R-D., Flohr S. Healed fracture of the tibia in a bison (Bison menneri Sher, 1997) from the late Early Pleistocene site of Untermassfeld (Thuringia, Germany) // International Journal of Paleopathology. – 2012. – 2 – P. 19-24.

Shpansky A.V. Quaternary mammal remains from the Krasniy Yar locality (Tomsk region, Russia) // Quaternary International. – 2006. – Vol. 142-143. – P. 203-207.

ЗАПАДНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОРЫ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ. РАЗВИТИЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ В СИСТЕМЕ ШЕЛЬФ–СУША

Н.А. Шполянская
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия,
nella@shpolyanskaya.msk.ru

WESTERN AND EAST SECTORS OF THE RUSSIAN ARCTIC REGIONS. PLEISTOCENE-HOLOCENE DEVELOPMENT IN THE SHELF-LAND SYSTEM

N.A. Shpolyanskaya, M.V. Lomonosov Moscow State University, Russia

Для оценки плейстоцен-голоценовой истории развития Российской Арктики и Субарктики предлагается анализ подземных льдов. Каждая ледяная залежь формируется в определенных геологических и физико-географических условиях, и приобретает индивидуальные черты, которые сохраняет в своем строении и свойствах. Подземные льды – «прямые свидетели» палеогеографических условий времени их образования. Закономерности пространственного залегания разных генетических типов льдов освещают историю развития соответствующих районов.

Главная черта в распространении льдов на Российском Севере – резкое различие между западным и восточным секторами Арктики (рис.). В восточном секторе распространены полигонально-жильные льды, в западном секторе – пластовые льды. Генетически это принципиально разные образования, и отмеченное различие указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

Западный сектор Арктики (*Западная Сибирь и северо-восток Европейской России*). Пластовые льды (см. рис.)– это неопределенной формы ледяные тела, мощностью десятки метров и сотни метров протяженностью. Залегают и близко к поверхности, и на большой глубине. Наши исследования показали, что пластовые льды разнородны, среди них выделено четыре генетических типа: *субмаринные, прибрежно-морские, инъекционные, и погребенные льды* (Шполянская, Стрелецкая, 2004). Наиболее информативными для целей данного исследования являются первые два типа льдов. Они залегают в отложениях почти всех эпох плейстоцена (кроме сартанской), поэтому освещают палеогеографию всего плейстоцена.

Субмаринные льды (выявлены автором) названы так, потому что формировались непосредственно на дне моря. Они залегают в отложениях почти всех эпох плейстоцена (кроме сартанской), и тем самым освещают палеогеографию всего плейстоцена. Льды приурочены к дислоцированным морским отложениям. Представлены ледогрунтовыми образованиями с равномерным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев. Высокая согласованность слоев, наблюдаемая при сложной их конфигурации, свидетельствует о субаквальном типе осадконакопления при одновременном (сингенетическом) накоплении и промерзании донных осадков. Грунты засолены, тип засоления морской хлоридно-натриевый. Возможность субаквального льдообразования в Арктических морях была предложена автором ранее (Шполянская, 1989, 2010). Установлено, что при глубинах моря от ~50 до 250 м создаются условия для промерзания донных осадков.

Льды прибрежно-морского генезиса (тоже выявлены автором) росли в краевых частях морского бассейна. Тоже встречены в отложениях всех эпох плейстоцена кроме сартанской.

Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса развиты только в морских отложениях. Наиболее часто встречаются в слоях казанцевской межледниковой эпохи, Формировались в период морской трансгрессии заведомо в отсутствие оледенения. На западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдарацкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности они залегают и в отложениях зырянской ледниковой эпохи, и в перекрывающих их слоях каргинской межледниковой эпохи. Их присутствие указывает на сохранявшийся в этих районах в эти эпохи морской режим и на отсутствие ледникового покрова.

На Западно-Арктическом шельфе тоже широко распространена вечная мерзлота с пластовыми льдами (Бондарев и др., 2001; Мельников, Спесивцев, 1995; Рокос и др., 2009). Здесь наряду с реликтовой (при малых глубинах моря) встречена и субмаринная мерзлота в стадии роста (на глубоких участках моря, например, у Карских Ворот и на Русановской площади). Льды на Баренцево-Карском шельфе по своему строению и условиям залегания аналогичны субмаринным льдам на равнинах. Однотипность льдов указывает на одинаковое развитие этих территорий. Равнины западного сектора Российской Арктики являются морскими равнинами, в их отложениях зафиксированы процессы, протекавшие на древнем шельфе, и теперь они являются аналогами современного Арктического шельфа.

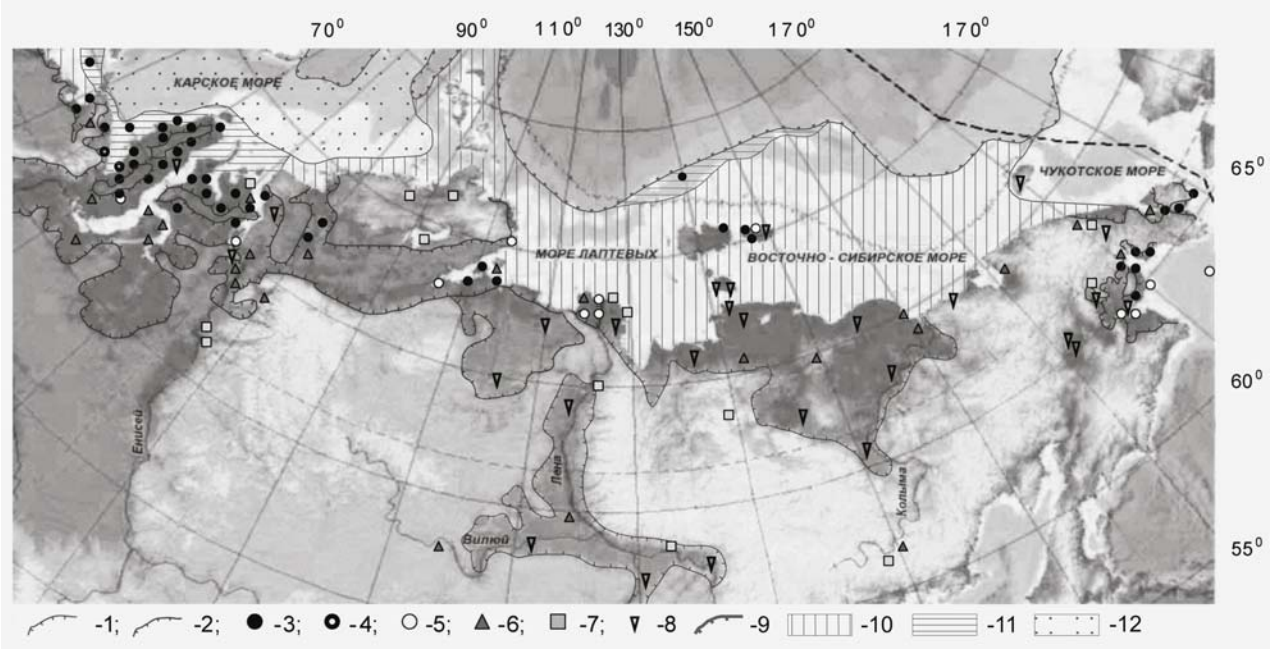
Так как субмаринные льды встречены в отложениях почти всех эпох плейстоцена, можно говорить, что большую часть этого периода, исключая сартанскую эпоху, север западного сектора Арктики развивался в трансгрессивном режиме. Покровного оледенения на равнинах Западного сектора Арктики не было.

Другие два типа льдов встречаются в небольшом количестве. *Инъекционные льды* развиты только в сартанских континентальных отложениях. Указывают на отсутствие оледенения в сартанское время. *Погребенные глетчерные льды* на всем Российском севере распространены мало, и ограничены горными районами и предгорьями. Это говорит о небольших масштабах плейстоценового покровного оледенения.

Восточный сектор Арктики (*Восточная Сибирь и Северо-Восток России*). Распространены почти целиком полигонально-жильные льды (см. рис.). Они образуются в результате морозобойного растрескивания поверхности и проникновения воды в трещины с последующим ее замерзанием. Формируются только в континентальных условиях при больших зимних температурных градиентах «воздух-грунт», а потому только при

отсутствии ледника или моря. Полигонально-жильные льды встречены в отложениях всех этапов плейстоцена, что говорит о континентальном развитии региона в течение всего плейстоцена.

На Восточно-Арктическом шельфе подземные льды целиком реликтовые (Романовский, Тумской, 2011). Шельф мелкий, здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс каргинско-сартанского времени, сформировавшийся на суше во время сартанской регрессии моря.



Карта подземных залежных льдов криолитозоны России. Составлена Н.А. Шполянской и И.Д. Стрелецкой, шельф – по В.А. Соловьеву и С.И. Рокосу с добавлениями Н.А. Шполянской. 1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин. 2 – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин. 3-8 – крупные залежи подземных льдов: 3 – субмаринного генезиса, 4 – смешанного генезиса, 5 – прибрежно-морского генезиса, 6 – инъекционного генезиса, 7 – погребенные (первично наземные); 8 – полигонально-жильные льды. 9 – внешняя граница шельфа. 10-12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой 0 ÷ –2°С и мощностью до 200 м и более, 11 – современные вечномерзлые породы с температурой 0 ÷ –1,5°С и мощностью до 80-100 м, 12 – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой 0 ÷ –1,5°С и мощностью не более 80-100 м.

Сопоставление изложенного материала позволяет сделать ряд выводов относительно развития Российской Арктики в плейстоцене в двух секторах.

О покровном оледенении на Российском Севере. Пространственные закономерности залегания всех генетических типов залежных льдов указывают на отсутствие в плейстоцене на равнинах Российского севера покровных оледенений (скорее всего, к востоку от полуострова Канин). Только в горных районах имело место оледенение – горно-долинное или сетчатое.

О неодинаковом геологическом развитии Западного и Восточного секторов Российской Арктики. Два сектора развивались в плейстоцене по-разному. Равнины Западного сектора практически во все этапы плейстоцена (кроме сартанского) формировались в условиях преимущественно морского и прибрежно-морского осадконакопления, а равнины Восточного сектора формировались в условиях континентального, преимущественно озерно-аллювиального и лагунного осадконакопления. Только регрессия в сартанскую эпоху и голоценовая трансгрессия проходили синхронно.

О роли гляциоэвстатики в колебаниях уровня океана. Один из важных выводов: не прослеживается синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». В Западной Сибири и в ледниковую эпоху в среднем плейстоцене, и в межледниковую казанцевскую эпоху существовал обширный морской бассейн, а в Восточной Сибири все это время был континентальный режим. Это ставит под сомнение принятое ныне убеждение о гляциоэвстатических процессах как главной причине колебаний уровня моря, и склоняет к убеждению о ведущей роли тектонических процессов.

Тектоническая структура Северного Ледовитого океана как причина разнопланового развития Российской Арктики. Ведущая роль тектоники вполне объяснима, если проанализировать строение Северного Ледовитого Океана. Дно Арктического океана располагается на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит (Хаин, Лимонов, 2004; Лаверов и др., 2012), что обусловило существование двух изолированных и разнородных океанических впадин: Евразийской, с океанической корой и срединно-океаническим хребтом Гаккеля, и Амеразийской, с преимущественно континентальной корой. Хребет Ломоносова замыкает Евразийскую впадину, изолируя ее от восточной Амеразийской впадины. Развитие западной впадины происходит в режиме спрединга в хребте Гаккеля. Динамичность восточной впадины ограничена сравнительной устойчивостью континентальной коры. В Западном секторе Арктики под влиянием спрединга в хребте Гаккеля происходит попеременное уменьшение и увеличение объема впадины океана, что и вызывает сменяющие друг друга трансгрес-

сии и регрессии моря. Равнинность территории Западных районов приводит к тому, что трансгрессии проникают на юг далеко вглубь суши и образуют обширный морской бассейн. Для Восточного сектора Арктики, в условиях более устойчивой континентальной коры, характерны и часты мелкие подвижки, причем лишь в пределах шельфа. Горный рельеф региона, испытывающий, к тому же в настоящее время поднятие (например, Колымская горная страна (Патык-Кара, Постоленко, 2003), препятствует проникновению наступающего моря в пределы суши.

Список литературы:

Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. 2001. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты. Сб. научн. трудов Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Книга 1. – Апатиты, Кольский научный центр. – С. 15–19.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов.М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа. –Арктика: экология и экономика. – 2012. – № 2 (6). – С. 4–19.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа. – Новосибирск: Наука, 1995. – 195 с.

Патык-Кара Н.Г., Постоленко Г.А. Долинная система Колымы. История и факторы ее становления // Геоморфология. – 2003. – № 3. – С. 62–75.

Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А, Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал. – 2009. – № 10. – С. 38–41

Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики //Криосфера Земли. –2011. . – Т. XV. . – № 1. – С. 3-14.

Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. – М.: «Геомодель–Консалтинг», 2004. –269 с.

Шполянская Н.А. О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестник МГУ, География. –1989. – № 5. – С.72–78

Шполянская Н.А. Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф–суша // Вестник МГУ. Сер.5, География. – 2010. – № 6. – С. 50–57.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII. – № 4. – С. 56-71.

О ВОЗРАСТЕ, ПАЛЕОЭКОЛОГИИ И КУЛЬТУРНО-СТАДИАЛЬНОЙ АТРИБУЦИИ РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ СТОЯНКИ КЕРМЕК В ЮЖНОМ ПРИАЗОВЬЕ

В.Е. Щелинский[1], А.С. Тесаков[2], В.В. Титов[3], А.Н. Симакова[2], П.Д. Фролов[2], С.В. Куршаков[3]

[1] *Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия,* shchelinsky@yandex.ru

[2] *Геологический институт РАН, Москва, Россия,* tesak@ginras.ru, pavlentiy987@mail.ru, simak2001@mail.ru

[3] *Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия,*vvtitov@yandex.ru

ABOUT THE AGE, PALAEOECOLOGY AND CULTURAL-STADIAL ATTRIBUTION OF THE EARLY PLEISTOCENE SITE OF KERMEK IN THE SOUTHERN SEA OF AZOVREGION

V.E. Shchelinsky Institute of the Material Culture History, RAS, St. Petersburg, Russia;
A.S. Tesakov, A.N. Simakova, P.D. Frolov Geological Institute, RAS, Moscow, Russia;
V.V. Titov, S.V. Kurshakov Institute of arid zones SSC RAS, Southern Scientific Centre, RAS, Rostov-on-Don, Russia

Стоянка Кермек находится в 1 км к западу от посёлка Пересыпь, в 500 м к северу от пос. За Родину, в 250 м к востоку от устья Синей балки и в 200 м к западу от стоянки Родники 1 (координаты (N 45 21.45, E 37 06.19). Приурочена она к пологому северо-восточному крылу Тиздарской брахиантиклинали, ось которой располагается приблизительно в 3 км к западу. Стоянка связана со сложно построенной толщей плейстоценовых отложений, слагающих слабо наклоненную в сторону Синей балки террасовидную структуру высотой около 20 м. Эта толща хорошо обнажается в береговом уступе Азовского моря на протяжении около 100 м. Состоит она из переслаивающихся хорошо отмытых светло-серых и жёлтых морских песков (мелководные фации), гравийно-щебнистых горизонтов (пляжевые фации солоноватоводного бассейна) и грязевулканических глин общей мощностью более 50 м. Большая часть толщи имеет моноклинальное залегание, при этом слои круто наклонены в восточном направлении (азимут простирания 80-90º, угол падения 30-35º) (Pevzneretal, 1998; Dodonovetal., 2008; Shchelinskyetal., 2010). Верх моноклинальных слоёв срезан водной эрозией и перекрыт пачкой субаквальных отложений мощностью около 3 м, представленных внизу ожелезнёнными брекчиями с суглинисто-дресвяным заполнителем, переходящими выше в пестроцветные глины и покровные суглинки. Эти отложения залегают горизонтально и не имеют признаков тектонической деформации. В нижней части этой пачки обнаружены фрагмент зуба *Mammuthus*cf. *chosaricus*, кости *Bison*sp. и нижняя челюсть *Equus*cf. *chosaricus.* Эта ассоциация млекопитающих характерна для хазарского фаунистического комплекса второй половины среднего плейстоцена.

Нижняя моноклинальная часть разреза имеет раннеплейстоценовый возраст. Впервые она была исследована И.М. Губкиным и М.И. Варенцовым (Губкин, Варенцов, 1933), определившими её позднекуяльницкий

возраст. Однако подробное описание и изучение этой толщи проведены позднее А.С. Тесаковым с соавторами (Вангенгейм и др., 1991; Тесакови др., 1999; Тесаков, 2004). В ней была установлена следующая последовательность слоёв (снизу вверх) (в скобках – мощность):

1. Илы и глины голубовато-серые, песчаные, слоистые, в верхней части содержат тонкостенные раковины *Dreissenapolymorpha* (>7 м).

2. Гравий железистых песчаников и карбонатных конкреций с обильными раковинами солоновато – и пресноводных моллюсков. С этим слоем связан также комплекс мелких млекопитающих Тиздар 1 (1 м).

3 Белые пески, мелкозернистые, слюдистые, с раковинами моллюсков *Dreissena polymorpha, Theodoxus*sp. (0.5-1 м).

4. Чёрная песчаная нестратифицированная глина с крупными известковыми конкрециями сложной формы (4 м).

5. Белые мелко- и среднезернистые слюдистые, косослоистые пески с прослойками гравия. Отложения местами содержат раковины солоновато- и пресноводных моллюсков, растительный детрит и остатки мелких млекопитающих (местонахождение Тиздар 2) (20 м).

6. Белые, мелкозернистые, слюдистые, алевритовые, неяснослоистые пески (10 м).

7. Чёрные песчаные глины с горизонтами карбонатных конкреций (>7 м).

В результате недавнего обследования разреза в этой толще был выявлен ещё один, ранее не замеченный, литологический слой, оказавшийся культуросодержащим слоем раннепалеолитической стоянки, названной Кермек (Щелинский, 2010, 2013; Shchelinskyetal., 2010). Он располагается в кровле слоя 4 и в основании слоя 5 описанного разреза и представляет собой пачку переслаивающихся щебнисто-галечных и песчаныхпрослоев с многочисленными раковинами пресноводных и солоноватоводных моллюсков общей мощностью около 1 м.

Комплексные исследованиякультуросодержащего слоя позволяют сделать некоторые предварительные выводы:

1. Стоянка Кермек залегает insitu в ясном геологическом контексте и связана с отложениями позднего куяльника, охарактеризованными малакофауной и фауной мелких млекопитающих (с *Allophaiomys deucalion*). По совокупности геологических, палеомагнитных, биостратиграфических и палинологических данных она датируется поздним гелазием (поздним палеоплейстоценом) или ранним калабрием (ранним эоплейстоценом) в хронологическом интервале 2,1-1,77 млн л.н. Т.о., она является самой древней из известных раннепалеолитических стоянок Западной Евразии за пределами Кавказа.

2. Результаты палинологического исследования позволяют реконструироватьландшафты, сочетающие луга, степи и хвойно-широколиственные леса. Пыльца прибрежной растительности свидетельствует о наличии водоема с медленным течением.

3. Малакофауна Кермека представлена *Fagotiaesperi*, *F. acicularis*, *F.* sp., *Theodoxus* aff. *transversalis*, *T. danubialis*, *T.* cf. *danubialis*, *Parafossarulus* sp., *Bithynia* sp., *Lithoglyphus* sp., *Micromelania* sp., *Viviparus* sp., *Limax*sp., *Dreissenapolymorpha*, *Margaritifera (Margaritifera) arca*, *Bogatscheviа*sp. Эта ассоциация указывает на пресноводные аллювиальные и солоноватоводные эстуарные условия водоема с сочетанием реофильных и стагнофильных условий.

4. Пресноводный характер водоема подтверждается остатками рыб, таких как плотва *Rutilus*cf. *rutilus*, сом*Silurus*cf. *glanis*, andщука*Esoxlucius*.

5. Мелкие млекопитающие из слоя Кермек представлены остатками *Allophaiomysdeucalion* и ранней некорнезубойLagurini, *Prolagurusternopolitanus,Lagurodonarankae* и *Spermophilus*sp.Эта ассоциация позволяет отнести ее к раннему этапу псекупского фаунистического комплекса (зона MQR10) (Tesakov, 2004).

6. Изученный слой содержит остатки млекопитающих псекупского фаунистического комплексакрупного и среднего размерного класса: бобр *Trogontherium*sp., дельфин Delphinidaegen. indet., собака *Canis*sp., южный слон *Archidiskodonmeridionalis*cf. *meridionalis*, носорог*Stephanorhinus* aff. *etruscus*, носорог-эласмотерий *Elasmotherium*sp., лошадь *Equus*sp., и олень *Eucladoceros* sp.

7. Стоянка располагалась в пляжевой зоне, по-видимому, эстуария или лимана опреснённого морского бассейна. В связи с этим можно говорить о «пляжевой» адаптации древнейших людей (Щелинский, 2013), характерной для начальной поры раннего палеолита Кавказа и Предкавказья.

8. Каменная индустрия стоянки Кермек характеризуется довольно сложной технологией обработки камня, включающей в себя ряд последовательных операций. В индустрии чётко разграничиваются первичная обработка исходного сырья и последующее оформление орудий. Ей свойственны дифференциация и значительное количество сложных категорий орудий, а также наличие типологически выраженных форм (типов) изделий в особенности среди чопперов, пиков и некоторых других орудий.

9. В этом плане индустрия стоянки Кермек является более развитой, по сравнению с близкой по возрасту олдованской (предолдованской) индустрией стоянки Дманиси в Южном Закавказье на территории Грузии.

10. Каменная индустрия стоянки Кермек не укладывается полностью в технолого-морфологические критерии ни индустрий олдована (Leakey, 1971; Carbonelletal., 1999; deLumleyetal., 2009), ни индустрий раннего ашеля (Lepreetal., 2011; Semawetal., 2013), и содержит элементы и тех, и других индустрий.

С олдованом индустрию Кермека сближают: использование главным образом местного каменного сырья; распространённая практика раскалывания исходных отдельностей сырья и использование обломков в качестве заготовок для изготовления орудий;архаичная технология расщепления нуклеусов; широкое использование отщепов в качестве орудий;преобладание модифицированных орудий из обломков сырья;сравнительно большое количество чопперов в составе орудий; отсутствие ручных рубил.

К признакам раннего ашеля в индустрии Кермека могут быть отнесены: изготовлении отщепов разной формы, в том числе особо крупных длиной больше 10 см, для использования их как готовые орудия для рубки и резания и в качестве заготовок для некоторых категорий орудий; обилие и разнообразие модифицированных орудий;наличие пиков, представленных различными модификациями.

11. Наличие в индустрии стоянки Кермек выраженных признаков прогрессивной ашельской технологии не позволяет относить эту индустрию к олдовану. Перед нами, судя по всему, архаичная ашельская индустрия.

12. Близкой аналогией индустрии стоянки Кермек является таманская индустрия архаичного ашеля, представленная несколько более поздними стоянками Богатыри/Синяя Балка и Родники 1. В обеих индустриях в составе каменных изделий имеются крупные отщепы и разнообразные, выразительные пики. Однако в целом индустрия стоянки Кермек выглядит менее сложной и структурированной.

13. Открытие стоянки Кермек показало, что древнейший ранний палеолит Кавказа и прилегающих регионов Западной Азии не ограничивается только стоянками Дманиси в Южном Закавказье (Lordkipanidzeetal., 2007) и Убейдия в Леванте (Bar-Yosefand Goren-Inbar, 1993). Это открытие, как и недавнее обнаружение древнейших раннепалеолитических стоянок на Малом Кавказе в Армении (Presnyakov, Belyaevaetal., 2012) и на Северо-ВосточномКавказе в горном Дагестане (Амирханов, 2007), свидетельствует, что в начале раннего плейстоцена на рубеже гелазия и калабрия, в интервале 2,1-1,8 млн. лет назад древнейшие люди появились не только в Дманиси, но практически одновременно заселили всю территорию Кавказа и Предкавказья. При этом стоянка Кермек является самым северным пунктом расселения древнейших гоминид, расположенным непосредственно на границе Западной Азии и Восточной Европы.

Работа выполнена в рамках проектов РГНФ № 15-01-00049а и РФФИ №№ 15-04-02079-а, 15-05-03958-а

Список литературы:

Амирханов Х.А. Исследование памятников олдована на Северо-Восточном Кавказе (Предварительные результаты). – М.: Таус, 2007. – 52 с.

Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И. и др. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюлл. Комиссии по изуч.четвертичн. периода АН СССР. – 1991. – №60. – С. 41-52.

Губкин И. М., Варенцов М.И. Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова и ближайшие задачи разведки на газ в пределах Таманского полуострова // Природные газы.– 1933. – № 7. – С. 90-125.

Тесаков А.С.Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) // Тр. ГИН РАН.– 2004.– Вып. 554. – С.1-247.

Тесаков А.С., Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А. Находки древнейших некорнезубых полёвок *Allophaiomys* и *Prolagurus* на территории Восточной Европы // Доклады Академии наук. – 1999. – Т. 366. – № 1. – С. 93-94.

Щелинский В.Е. Памятники раннего палеолита Приазовья // Человек и древности. Памяти Александра Александровича Формозова (1928-2009). – М.: Гриф и К, 2010. – С. 57-77.

Щелинский В.Е. Функциональные особенности олдованских стоянок на Таманском полуострове в Южном Приазовье (геологические и археологические свидетельства) // VIII Всеросс.совещ. по изуч.четвертичн. периода: «Фундаментальные проблемы квартера,итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. – С. 713-716.

Bar-Yosef O., Goren-Inbar A. The lithic accemblages of`Ubeidiya, a Lower Palaeolithic site in the Jordan Valley. – Jerusalem: The Institute of Archaeology. The Hebrew University of Jerusalem, 1993. Qedem. – Vol. 34. – 208 p.

Carbonell E., Mosquera M., Rodriguez X.P., et al. Out of Africa: the dispersal of the earliest technical systems reconsidered // Journal of Anthropological Archaeology. – 1999. – Vol.18. – P. 119-136.

Dodonov A.E., Tesakov A.S., Simakova A.N. The Taman fauna type locality of Sinyaya Balka: new data on its geology and biostratigraphy // Early Palaeolithic of Eurasia: new discoveries. – Rostov-on-Don: SSC RAS Publishes, 2008. – P. 135-138.

Leakey M.D.Olduvai Gorge. Excavations in Beds I and II, 1960-1963.– Cambridge, 1971. – Vol.3. – 306 p.

Lepre Ch., Roche H., Kent D.V., et al. An earlier origin for the Acheulian // Nature. 2011. – Vol. 477. – P. 82-85.

Lordkipanidze D., Jabhashvili T., Vekua A.,et al.Postcranial evidence from early *Homo*from Dmanisi, Georgia // Nature. – 2007. – Vol. 449. – P. 305-310.

Lumley de H., Barsky D., Cauche D.Les premères étapes de la colonization de l'Europe et l'arrivée de l'Homme sur les rives de la Méditerranée // L'Anthropologie. – 2009. – V. 113. – P. 1-46.

Pevzner, M.A., Tesakov A.S., Vangengeim E.A. The position of the Tizdar Locality (Taman Peninsula, Russia) in the magnetochronological scale // Paludicola. – 1998. – V.2. – №1. – P. 95-97.

Presnyakov S.L., Belyaeva E.V., Lyubin V.P., Rodionov N.V., Antonova A.V., Saltykova A.K., Berezhnaya N.G., Sergeev S.A. Age of the earliest Paleolithic sites in the northern part of the Armenian Highland by SHRIMP-II U-Pb geochronology of zircons from volcanic ashes // Gondwana Research. – 2012. – Vol. 21. – P. 928-938.

Semaw S., Rogera M., Stout D. Early Acheulian stone assemblages 1.7-1.6 million years ago from Gona, Afar, Ethiopia // European Society for the study of Human Evolution. Abstracts.Vienna, 2013. – P. 179.

Shchelinsky V.E., Dodonov A.E., Baigusheva V.S., Kulakov S.A., Simakova A.N., Tesakov A.S., Titov V.V. Early Palaeolithic sites on the Taman Peninsula (Southern Azov Sea region, Russia): Bogatyri / Sinyaya Balka and Rodniki // Quaternary International. – 2010. – Vol. 223-224. – P. 28-35.

Shchelinsky V., Tesakov A., Titov V. Early Paleolithic sites in the Azov Sea Region: stratigraphic position, stone associations, and new discoveries // Quaternary stratigraphy and paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia.– Rostov-on-Don: Southern Scientific Centre Publishes, 2010. – P. 148-149.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ СИЛЕЗСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (ПОЛЬША)

Т. Щипек[1], В.А. Снытко[2], И.Н. Алешина[2]
[1]*Силезский университет, Сосновец, Польша,* bajkal58@wp.pl
[2]*Институт географии им. В.Б. Сочавы, Иркутск, Россия,* vsnytko@yandex.ru; leznova@mail.ru

STAGES OF DEVELOPMENT OF AEOLIAN PROCESSES IN AREA OF SILESIAN UPLAND (POLAND)

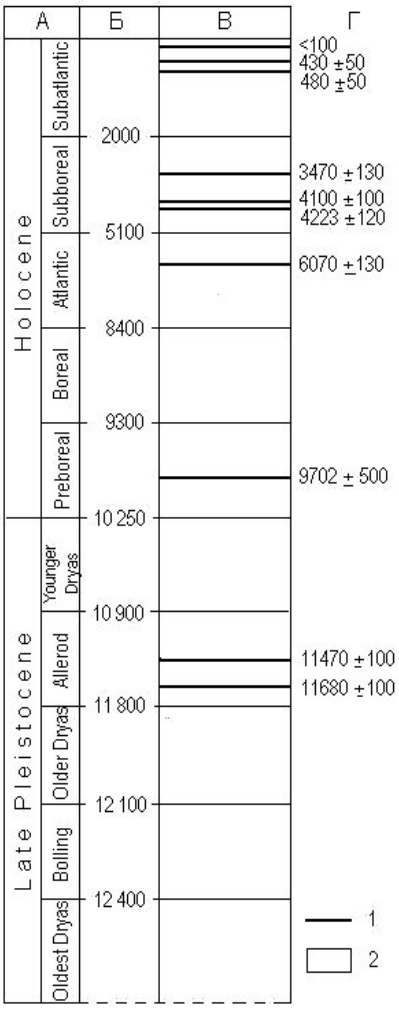
T. Szczypek, University of Silesia, Katowice, Poland;
V.A. Snytko, I.N. Aleshina, V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

Силезская возвышенность располагается в южной Польше. В ее южной части преобладает рельеф структурно-тектонического типа, где преобладают карбоновые породы с включением углей. Это территория резко расченена многочисленными разломами, которые, вследствие альпийских тектонических движений, отразились в виде различной величины горстов и тектонических грабенов. В северной же части Силезской возвышенности рельеф поверхности отличается структурно-денудационным характером: он сформировался в средне- и верхнетриасовых отложениях с различной устойчивостью к разрушительным процессам. Данный фрагмент Силезской возвышенности является моноклиной, сформировавшейся в неогеновое время также вследствие альпийских тектонических движений. Отмеченная неоднородная устойчивость пород к разрушительным факторам стала причиной образования типичного куэстового рельефа: в более твердых отложениях (мергели, известняки, песчаники) возникли веерообразно расходящиеся с юго-востока к северо-западу три стуктурных порога, в чередующихся же с ними менее устойчивых породах (глины, сланцы) – долинные понижения аналогичного направления (долина р. Малая Панев, долина р. Лисварта, долина верхней Варты). Кроме того в пределах самого южного порога, в результате воздействия эрозионных процессов, образовались котловины и долины рек Черной Пшемши и Белой Пшемши. Все вышеупомянутые долины были заполнены сначала ледниковыми отложениями, а затем – плейстоценовыми песчано-гравийными разного происхождения (разновозрастные флювиогляциальные, экстрагляциальные, флювиальные, пролювиальные пески) (Gilewska, 1972).

Отмеченный песчано-гравийный материал, особенно песчаный, многократно подвергался эоловым процессам. Это касается как более старых осадочных серий, ныне не образующих форм эолового рельефа, так и более молодых, создающих существующие до сих пор формы.

Более старые песчано-гравийные серии не имеют еще на обсуждаемой территории точно определенного возраста: они относятся, как минимум, к начальной фазе позднего плейстоцена – вистульяна (поздний вюрм), но также к пленивистульяну (средний вюрм), а, может быть, и к стадиалу одры среднепольского оледенения (рис.). Данные серии отличаются в целом флювиальным происхождением, однако содержат в своей массе материал с четкими чертами перевевания. Об этом частично свидетельствует гранулометрический состав отложений, а прежде всего характер механической обработки кварцевых зерен. Это показывает, что уже в ходе преобладающего транспорта и накопления флювиального материала имело место воздействие ветра на данный материал, а также то, что в массу флювиального материала попадали эоловые отложения, смешиваясь с доминирующими речного происхождения.

Более молодые песчаные серии Силезской возвышенности отличаются уже значительно лучше документированным возрастом. Причиной этого является их широкое распространение, легкий к ним доступ, и – прежде всего – наличие в их внутреннем строении органических горизонтов, которые могут датироваться. Обсуждаемые молодые песчаные серии отличаютсяэоловым генезисом и слагают разные типы дюн, а также покровы эоловых песков. Они многократно встречаются в пределах всех вышеотмеченных речных долин. Однако, далеко не все формы эолового рельефа, по объективным техническим причинам, способны поставить подходящие информации по их возрасту.



Эоловые процессы на Силезской возвышенности: А – стратиграфия верхнего плейстоцена и голоцена (по:Starkel, 1977), Б – граничные даты выделенных периодов (по: Starkel, 1977), В – 1 – горизонты ископаемых почв, 2 – песчаные эоловые серии, Г – радиоуглеродные даты (по литературе)

Лучшие условия для проведения наблюдений предоставляют обширные песчаные карьеры, тогда как в других случаях необходимыми являются специально создаваемые шурфы. На стенках песчаных выработок (также и шурфов) открываются полные песчаные серии, иногда разделенные горизонтами ископаемых почв, прежде всего по разному образованных подзолистых, зачастую содержащих остатки древесного угля.На осно-

вании их анализа методом ^{14}C (Политехнический университет в г. Гливице, Археологический музей в г. Лодзь, Университет Гронинген, Нидерланды) был определен их радиоуглеродный возраст, а затем – возраст эоловых серий.Представленные на рис. 1 показаны на фоне стратиграфии верхнего плейстоцена, а также голоцена (Starkel, 1977) и получены на основании проведенных в свое время исследований (Szczypek, 1980, 1988; Sendobry и др., 1991; Szczypek и др., 1991; Щипек, 1996; Dulias, 2000; Pełka-Gościniak, 2000; Szczepanek и др., 2004; Okuniewska-Nowaczyk, 2006; Dulias и др., 2008).

Отмеченные радиоуглеродные даты определяют время разрушения растительности, закрепляющей поверхность эоловых песков, а также начало новой морфологической деятельности ветра. Так, показанные даты относятся к первой половине аллерода, к средней части пребореала, верхней части атлантики, к нижней и средней части суббореала, а также к верхней части субатлантики. На этом основании (см. рис.) на Силезской возвышенности выделяются 10–11 разновозрастных серий эоловых песков, формировавшихся в течение 10–11 фаз морфологической деятельности ветра. Первые три фазы, обусловленные климатически, приходились на: 1) как минимум старший дриас, 2) с середины аллерода по середину пребореала, 3) с середины пребореала по, как минимум, конец бореального периода. Очередные фазы деятельности ветра были связаны с антропогенным вмешательством и их следы наблюдаются в разных точках Силезской возвышенности (подобно как и на примыкающих к ней территориях). Эти фазы охватывают время с середины атлантики, через суббореал по субатлантику и нынешнее время. Вмешательство человека во многих точках дукументируется результатами палинологических анализов, а также археологическими находками.

Так, на Силезской возвышенности имели место три продолжительных периода усиленной морфологической активности ветра: обусловленные климатически – 1) в нижней и средней частях вистульяна, 2) с верхней части вистульяна по среднюю часть голоцена, а также 3) период, обусловленный деятельностью человека, – с середины атлантики по нынешнее время.

Список литературы:

Щипек Т., 1996: Основные этапы развития эолового рельефа Силезско-Краковской возвышенности (южная Польша). География и природные ресурсы, 4: 116–123.

Dulias R., 2000: Procesy eoliczne na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej w późnym średniowieczu. In: Sbornik referátů z mezinárodního semináře „Současný stav geomorfologických výzkumů". OU, ČAG, Ostrava: 45–48.

Dulias R., Pełka-Gościniak J., Szczypek T., 2008: Influence of human impact on the development of aeolian processes in the Silesian-Cracow Upland (Poland). Z. Geomorf., N.F., 52, Suppl.-Bd., 2: 15–33.

Gilewska S., 1972: Wyżyny Śląsko-Małopolskie. Geomorfologia Polski, t. 1. PWN, Warszawa: 232–339.

Okuniewska-Nowaczyk I., 2006: Analiza pyłkowa kopalnego poziomu glebowego z Pustyni Błędowskiej. In: Nowaczyk B. (ed.): Morfologiczne i sedymentologiczne skutki działalności wiatru. SGP, Poznań: 55–63.

Pełka-Gościniak 2000: Przestrzenna zmienność piasków eolicznych Pustyni Starczynowskiej. WNoZ UŚ, Sosnowiec: 75 c.

Sendobry K., Szczypek T., 1991: Geneza i wiek podkuestowych osadów piaszczystych w okolicach Olkusza. Geographia, studia et dissertationes, 15. UŚ Katowice: 88–104.

Starkel L., 1977: Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa: 362 s.

Szczepanek K., Stachowicz-Rybka R., 2004: Late Glacial and Holocene vegetation history od the „Little Desert", dune area south-eastern Silesian Upland, Southern Poland. Acta Palaeobotanica, 44, 2: 217–237.

Szczypek T., 1980: Piaski eoliczne okolic Siewierza. Geographia, studia et dissertationes, 3. UŚ, Katowice: 44–68.

Szczypek T., 1988: Działalność eoliczna we wschodniej części Wyżyny Śląskiej na przykładzie okolic Bukowna. Geographia, studia et dissertationes, 11. UŚ Katowice: 7–22.

Szczypek T., Wach J., 1991: Human impact and intensity of aeolian processes in the Silesian-Cracow Upland (Southern Poland). Z. Geomorph., N. F., Suppl.-Bd., 90: 171–177.

СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ И ТЕРСКО-КУМСКОЙ АЛЛЮВИАЛЬНО-МОРСКИХ РАВНИН (ВОСТОЧНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ)

Н.Л. Энна, А.Н. Письменный

ОАО «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, Россия, enna@geolog.kmv.ru

STRATIGRAPHY, GEOMORPHOLOGICAL FEATURESANDNEOTECTONICSTRUCTURE OF THE CENTRALPART OF THE PRECASPIANANDTEREK-KUMAALLUVIAL-MARINE PLAINS (EAST PREDKAVKAZ'YA)

N.L. Enna, A.N. Pismenniy, OJSC «Kavkazgeolsemka», Essentuki, Russia

В результате проведенных в последнее время работ по геологическому доизучению масштаба 1:200 000 (ГДП-200) в пределах Восточного Предкавказья, были детально изучены разрезы морских четвертичных отложений в пределах центральной части Прикаспийской и Терско-Кумской аллювиально-морских равнин. Это позволило составить современную карту четвертичных отложений масштаба 1:200000, при этом использование многочисленных палеонтологических определений макрофаунывдало возможность фаунистически обосновать выделенные геологические границы между разновозрастными подразделениями морских образований (Письменный и др., 2010, 2012).С учетом морфолитогенетического районирования территории также составлена гео-

морфологическая схема масштаба 1:500000 Прикаспийской, представленной Западным Прикаспием, и Терско-Кумской равнин с уточненным положением погребенных границ апшеронской, бакинской, хазарской трансгрессий и расположенных на поверхности нижне-, верхнехвалынских и новокаспийских трансгрессий.

Современная поверхность Прикаспийской и Терско-Кумской аллювиально-морских равнин представлена отложениями верхнего неоплейстоцена и голоцена, которые сложены, преимущественно, маринием иаллювиомаринием, реже,лимнием, аллювием и эолиемхвалынского и новокаспийского возраста. Подстилаются они, в основном, морскими образованиями эоплейстоцена (апшеронскиймариний), нижнего, среднего и, частично, верхнего неоплейстоцена (бакинский и хазарский маринии).

Верхний неоплейстоцентретьей и четвертой ступени представлен нижне- и верхнехвалынскими морскими и аллювиально-морскими отложениями. Нижнехвалынский мариний и аллювиомариний (верхнее звено неоплейстоцена, третья ступень), имеют повсеместное распространение в Западном Прикаспии и Терско-Кумской равнине. Мариний (до 80 м) залегает с размывом на верхнехазарском или апшеронском маринии, представлен песками мелко-, тонкозернистыми, глинистыми песками с прослоями глин со шламом ракуши. Аллювиомариний (до 20 м) дельтовых фацийразвит менее широко, образуя отдельные площади на правобережье р.Кумыи левобережье р.Куры.Представлен серовато-желтыми песками, в верхней части последних появляются тонкие прослои суглинков грязно-серых, песчанистых, супесей и алевритовых глин. Возраст отложений определяется многочисленными находками микро- и макрофауны (Письменный и др., 2010, Энна, Письменный, 2013).

Верхнехвалынский мариний и аллювиомариний (верхнее звено неоплейстоцена, четвертая ступень) также имеют повсеместное распространение в Западном Прикаспии и Терско-Кумской равнине. Мариний (до 20 м) согласно, местами с размывом залегает на нижнехвалынском маринии, разделен на две части, нижнюю и верхнюю, граница между ними проводится по одному из основных уровней стояния позднехвалынского моря, кумская стадия. В настоящее время она выражена уступом меридионального направления вдоль горизонтали –10 м. В бассейне р. Кумы нижняя часть сложена суглинками и песками буровато-желтыми, полимиктовыми с прослоями коричневых глин, в основании встречаются грубозернистые пески с битой ракушкой. В северо-восточном направлении разрез становится более глинистым и представленглинами коричневато-буроватыми (шоколадными), реже зеленовато-серыми жирными пластичными с прослоями мелкозернистого песка. Верхняя часть представлена песками коричневато-желтоватыми тонкозернистыми с прослоями (1-2 см) загипсованных песчано-алевритовых глин и суглинков. Верхнехвалынский аллювиомариний встречается в дельтовых и эстуариевых фациях. Аллювиомариний дельтовых фаций развит более широко, наибольшая его площадь приурочена к долине р. Кумы. Образует гряды меридионального направления с резко расчлененным бугристо-холмистым рельефом, что послужило основанием выделить слагающие их отложения в «бугровую толщу» (Шкатова и др., 2006). Разрез аллювиомариния(до 14 м)довольно однообразен, в основании залегает пачка суглинков легких до средних с тонкими прослоями песков и глин,в верхней части наблюдаютсяпески тонкозернистые, иногда пылеватые, желтовато-охристые или светло-желтые. Аллювиомариний эстуариевых фаций (до 14,4 м)распространен локально и залегает среди образованийверхнехвалынского мариния, сложен неравномерным чередование суглинков, глин и песков желто-охристого цвета,в их основании отмечаются песчаные глины характерного голубовато-серого цвета. Возраст осадков определяется находками обломков верхнехвалынских моллюсков (Письменный и др., 2012, Энна, Письменный, 2013).

Голоценовые образования представлены, как морскими отложениями новокаспийскихтрансгрессий, так и разнообразными континентальными образованиями (озерные, аллювиальные, эоловые и др.). Новокаспийские морские отложения распространены вдоль побережья Каспия в приморской полосе шириной от20 до 40 км и разделяется на три части. Граница с верхнехвалынскими образованиями довольно выдержана в меридиональном направлении, лишь на отдельных интервалах она ингрессивно заходит на запад в понижения и низины хвалынского рельефа, облекая при этом его возвышенные формы. Нижненовокаспийский мариний (до 5 м) представлен тонко-зернистыми, не слоистыми, рыхлыми песками, отличительной особенностью которых является их пепельно-серый цвет с многочисленной фауной, что позволяет проследить их распространение по площади. Местами в основании находится базальный горизонт (до 0,5 м) с песчано-гравийным заполнителем. Средненовокаспийский мариний (2 м) согласно перекрывает отложения нижнего иобразован серыми и зеленовато-серыми, однородными песками. Верхненовокаспийский мариний (1,5 м) распространен в узкой прибрежной полосеКаспияи сложен песками серыми, мелкозернистыми, хорошо сортированными, с пятнами ожелезнения и прослоями детрита перемытой ракуши и глинистых алевритов темно-серого цвета. Новые геологические материалы позволили впервые на данной территории провести по фактическому малакофаунистическому материалу (а не только по абсолютным отметкам, как ранее) границы новокаспийских трансгрессий, подтвердив таким образом их самостоятельность (Письменный и др., 2012, Энна, Письменный 2013).

В современном рельефе Западного Прикаспия иТерско-Кумской аллювиально-морской равнины выделяется несколько морских поверхностей, соответствующиераннехвалынской трансгрессии, двумстадиям стояния позднехвалынского и тремновокаспийского моря. Морские поверхности осложнены фрагментами наложенных форм рельефа, в первую очередь аллювиально-морских, аллювиальных и озерных, в дальнейшем переработанныхэоловыми,соланчаковыми, дефляционными и эрозионными процессами.

Нижнехвалынский мариний образует поверхность на абсолютных высотах от 45-50 м (граница максимальной раннехвалынской трансгрессии) до 0 м (граница максимальной позднехвалынской трансгрессии). Нижняя часть верхнехвалынского мариния слагает поверхность равнин на абсолютных высотах от0 м до -10 м, а верхняя часть распространена от уровня -10 м на западе до -20 – -22 м на востоке. Верхнехвалынский аллювиомариний дельтовых фаций в морфологическом плане образует отдельные многочисленные песчаные массивы (Джанайский, Ермолинский, Андраатинский и др.), формирующие валы меридионального, в региональном

плане, направления, с резко расчлененным бугристо-холмистым рельефом. Микрорельеф внутри таких валов представляет собой чередование песчаных бугров с котловинами выдувания. Эти специфические формы рельефа,в целом, аналогичны, так называемым«бэровским буграм», ориентированы в субширотном направлениях. Превышения бугров 8 – 15 м, протяженность 0,5 – 6 км, ширина 0,2 – 0,8 км. Вершины плоские, широкие; склоны пологие, часто асимметричные – северный борт круче южного. Иногда бугры, соединяясь друг с другом, образуют удлиненные гряды.

Новокаспийская трансгрессия сформировала морские равнины ранне-, средне- и поздненовокаспийского возраста. Береговая линия морской равнины ранненовокаспийского возраста протягивается полосой 7-30 км с севера на юг, характеризуясь абсолютными отметками от-20 – -22 м до -25 м. Для нее характерен грядовый рельеф, представленный серией пологих увалов, разделенных ложбинными понижениями. Морская равнина средненовокаспийского возраста охватывает территорию вдоль современной береговой линии Каспия. Протягивается широкой полосой (15-25 км) и характеризуется абсолютными отметками от–25 до – 27 м. Терраса сохранила первичный морской рельеф, слабо наклонена к морю и имеет идеально плоскую поверхность. Морская поздненовокаспийская равнина, шириной от 1 до 20 км, примыкает непосредственно к морю и занимает участки прибрежных плавней периодически заливаемых сгонно-нагонными водами Каспия. Поверхность очень пологая, практически горизонтальная с густыми зарослями камыша и болотной растительностью.

Дляоценки характера неотектонических движений были использованы схемы дешифрирования дистанционной и топографической основ, морфоструктурные схемы. При дешифрировании аэрофотоснимков были выявлены локальные линеаменты, соответствующие зонам неотектонических нарушений. В рельефе они проявляются увеличением глубин врезов постоянных и временных потоков, их бифуркацией или отклонением, отмиранием и перемещением разливов крупных рек, а также относительными повышениями поверхности равнины. Наиболее четко зоны неотектонических нарушений наблюдаются в области сочленения лессовой и аллювиально-морской равнин. Здесь в бассейне р.Кума наблюдается система субпараллельных прямолинейных балок, расчленяющих слабонаклонную на юго-восток равнину на плосковершинные увалы. Характерная особенностьбалок,проявляющаяся в наличии узких пережимов в их верховьях, при этом в местах пережимов они имеют либо бессточное ложе, либо ложе с обратной вергентностью стока (типа висячих долин), а также субпараллельная ориентировка балок свидетельствует об их неотектонической природе.

На основе моделирования эрозионной расчлененности рельефа, анализа построенных морфометрических карт была выявлена Восточно-Предкавказская кольцевая структура, охватывающая южную часть Западного Прикаспия и Терско-Кумской аллювиально-морской равнины (Снежко и др., 2010). Последняяотвечает воздымающемуся в настоящее время куполовидному поднятию в центральной части Терско-Кумского передового прогиба. Неотектоническое поднятие, по мнению авторов, привело к поднятию абсолютных отметок границ хвалынской трансгрессии в южной части равнины на высоту не менее 60 – 70 м.

Список литературы:

Письменный А.Н., Терещенко В.В., Вертий С.Н. и др. Отчет по объекту: «ГДП-200 листовL-38-XXVII, XVIII)(Величаевский объект)». – Ессентуки, 2010. – Т.1. – 423 с.

Письменный А.Н., Семенуха И.Н., Терещенко В.В. и др. Отчет по объекту: «ГДП-200 листаL-38-XXIX(Артезианский объект)». – Ессентуки, 2012.- Т.1. – 415 с.

Снежко В.В., Снежко В.А., Круткина О.Н.Тектонические элементы современного этапа развития Северного Кавказа, Восточно-Предкавказская кольцевая структура / Материалы XLIIIТектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. – С. 281-285.

Шкатова В.К., ЗаррinаЕ.П.Четвертичные образования европейской части России. / В кн.: Геология и полезные ископаемые России.Т.1, кн.1. Запад России. СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 528 с.

Энна Н.Л., Письменный А.Н.Новые данные по стратиграфии неоплейстоценовых и голоценовых образований Восточного Предкавказья по результатам ГДП-200 / Сб. статей «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов н/Д: И-во ЮНЦ РАН, 2013. – С. 722-724.

ЛАДОЖСКАЯ ИМПАКТНО-ВУЛКАНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КАК ОСНОВНОЙ ИСТОЧНИК ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПЕПЛОВ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

В.П. Юрковец

Академия ДНК-генеалогии, Ньютон, Массачусетс, США, valery.yurkovets@gmail.com

LADOGAIMPACT-VOLCANIC STRUCTURE AS THE MAIN SOURCE OF THE LATE PLEISTOCENE ASHES ON THE RUSSIAN PLAIN

V.P. Yurkovets, The Academy of DNA Genealogy, Newton, Massachusetts, USA

В настоящее время существуют три основные модели образования Ладожского озера: тектоническая, определяющая Ладожскую котловину как рифейский грабен (Гос. геол. карта, 2000); ледникового выпахивания – поперечные желоба-троги, выработанные ледниковой экзарацией (Свириденко, Светов, 2008); и смешанная – котловина тектонического происхождения, преобразованная воздействием четвертичных ледников (Амантов, Атлас «Ладожское озеро», 2002).Однако ни одна из традиционных моделей не объясняет очевидных аномалий

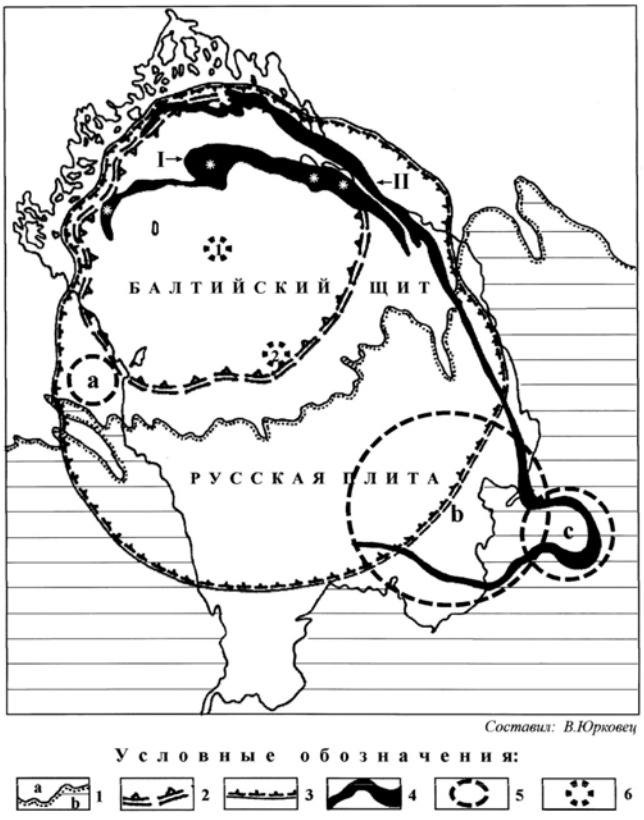
в морфологии и геологическом строении котловины Ладоги. К таким аномалиям относятся большие, до 230 метров, глубины и молодой, резко расчленённый рельеф северной части котловины, резко контрастирующие со сглаженной плейстоценовыми ледниками окружающей сушей. При этом на дне Ладоги отсутствуют четвертичные отложения старше позднеплейстоценового возраста (Субетто, Атлас «Ладожское озеро», 2002), который, очевидно, и следует считать возрастом Ладожской котловины.

К аномалиям необходимо отнести и цокольный вал, замкнутым кольцом обрамляющий глубоководную часть Ладоги (Юрковец, 2012a), и тот факт, что распространение древнейших средне- и верхнерифейских пород в северной части Ладоги контролируется современным геоморфологическим образованием – береговой линией Ладожского озера. Сюда же следует отнести*«стратиграфический парадокс», закартированный на границе глубоководной и мелководной частях Ладоги. Здесь* более молодые породы редкинского горизонта верхнего венда, дугой протянувшейся с запада на восток вдоль южной границы глубоководной части Ладоги, перекрыты более древними отложениями верхнего рифея – нижнего венда (Амантов, Атлас «Ладожское озеро», 2002). Однако упоминание об этой структуре («классическом» слоезакратерных выбросов) в работах автора отсутствует.

Кроме того, в породах Приладожья выявлены многочисленные признаки ударного метаморфизма: конусысотрясения, широкое распространение высокобарического муассанита, диаплектовые изменения, ударное расщепление в минералах мишени (Юрковец, 2014). Каждый из этих признаков является надёжным маркером импактного события.

Т.о., котловина Ладоги, её породы несут в себе все признаки импакта, включая наличие коптогенного комлекса и морфологии, о которой сказано выше (Юрковец, 2012b; Юрковец, 2014; Yurkovets, Mikheeva, 2015)*.Размеры импактного кратера Ладоги по линии цокольного вала составляет около 110 км в поперечнике. Глубина финального кратера – немногим более 1000 метров, что соответствует расчётной для данного размера кратера величине (Юрковец, 2012). Эти же расчёты* показывают*, что размер космического тела, которое могло сформировать подобный кратер, составляет около 11 километров в поперечнике*.

Выявление в пределах Ладожской структуры сингенетичного астроблеме вулкано-плутонического комплекса указывает на то, что падениездесь массивного космического тела нарушило монолитность Балтийского щита, что привело к катастрофическому (судя по размерам образовавшейся кальдеры оседания, рис. 1)извержению. Врезультате которого в атмосферу было выброшено не менее 1500 кубических километров вулканического пепла, широкой полосой накрывшего Русскую равнину от восточной Балтики до Азовского моря, вдоль направления господствующих ветров (Юрковец, 2012). Состав пеплов трахитовый (Мелекесцев и др., 2002). Возраст пеплов определён на верхнепалеолитических стоянках Костёнковско-Борщевского региона, которые были уничтожены этим извержением (т.н. «слой в пепле»), и составляет около 40 тысяч лет (Anikovich, etal, 2007). Плутоническая часть комплекса представлена монцонитами, слагающими центральные части экструзивных куполов ладожской вулканической постройки. Химический состав пеплов и химсостав монцонитов совпадают как по средним значениям, так и по пределам их изменений (Мелекесцев и др, 2002; Свириденко и Светов, 2008).



*Структурно-тектоническая схема Ладожской импактно-вулканической структуры. 1 – граница между плитным чехлом (Русская плита) и кристаллическим фундаментом (Балтийский щит); 2 – граница импактного кратера; 3 – граница кальдеры оседания Ладожского вулкана; 4 – выходы на поверхность ударно-расплавных образований (**I**) и ударно-расплавных образований, осложнённых экструзивными куполами Ладожской вулканической постройки (**II**); 5 – астроблемы, образованные сателлитными телами: **a** – Яблоновская, **b** и **c** – Большая и Малая Пашские; 6 – эпицентры импактной структуры (**1**) и кальдеры оседания Ладожского вулкана (**2**).*

Ладожское событие имеет важную особенность – удар космического тела пришёлся на один из максимумов Валдайского оледенения, когда территориюПриладожья покрывал ледниковый щит мощностью до 1500 метров. По этой причине значительная часть пеплов ладожского извержения легла поверх льдов и с наступлением межледниковья попала в волжский сток. Далее вместе с талыми водами пеплы были вынесены в район Среднего и Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия, сформировав там толщи шоколадных глин – продукта диагенетических преобразований вулканических пеплов в морских бассейнах, чем и являлась тогда данная территория, затопленная водами раннехвалынской трансгрессии (Юрковец, 2012a; Юрковец, 2012b).

Ладожский вулкан активен и в настоящее время. В глубоководной части озера между островами Валаам и Коневец различными наблюдателями (в том числе, монахами Валаамского монастыря, которые до 1917 года вели систематические записи) уже несколько столетий фиксируются необычные явления – звуки непонятного происхождении, напоминающие «гул проходящего под водой поезда»; выбросы газовых струй, которые полосами распространяются по поверхности озера; «кипение» воды и волнение при полном штиле; и другие явления (Асиновская, Никонов, 1998). В рамках импактно-вулканической модели все они находят своё объяснение в медленно затухающей деятельности Ладожского вулкана в его последней фумарольной стадии (ладожская подводная «Долина гейзеров»).

ДНК-генеалогическийаспект. На Филогенетическом древе Y-хромосомы человека, с этим событием совпадает общее «бутылочное горлышко», которое прошли сразу четыре объединённые гаплогруппы: I, J,P и Q. Именно их потомки сейчас составляют до 90% населения современной Европы. Учитывая географию события и направление миграций, определяемых по убыванию возраста субкладов, с большой степенью вероятности можно говорить о том, что исходной точкой этих миграций являются палеолитические стоянки Костёнковско-Борщевского региона, где произошло разделение будущих европейцев на западную (I), южную (J), юго-восточную (P) и восточную (Q) ветви. Это разделение в общих чертах сохраняется и в настоящее время (Юрковец, 2012c).

Список литературы:

Ассиновская Б.А., Никонов А.А., 1998. Загадочные явления на Ладожском озере. «Природа», Москва. 5:49-53.

Атлас «Ладожское озеро». Институт озероведения РАН, ответственный редактор Румянцев В.А. Санкт-Петербург, 2002. – 128 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист P-(35)-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. – 322 с.

Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Кирьянов В.Ю.,Черных В.И., Сулержицкий Л.Д., Зарецкая Н.Е.2002. Вулканические пеплы эксплозивных извержений позднего плейстоцена на территории Восточной и Южной Европы. Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Изд. «Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики». М.: 65–86.

Свириденко Л.П., Светов А.П. 2008. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. – Петрозаводск: КарНЦ РАН. – 123 с.

Юрковец В. П. 2014. Шоковые микроструктуры в породах ладожской ИВС // Экспериментальная геохимия. Т.2. № 1. С. 127-131.http://exp-geochem.ru/JPdf/2014/01/Yurkovets_rus.pdf

Юрковец В.П. Климатические катастрофы и история миграций основных гаплогрупп мужской половины человечества // Вестник Российской академии ДНК-генеалогии. (ISSN 1942-7484). Raleigh, N.C., Lulu. – 2012a. Т.5 – №5. – С. 568-586.

Юрковец В.П. Ладожская импактно-вулканическая структура // Вестник Российской академии ДНК-генеалогии. (ISSN 1942-7484). Raleigh, N.C., Lulu. 2012b. Т.5 №8. С. 1059-1085.

ЮрковецВ. П.Влияние орбитальных параметров Земли и Луны на климат и миграции человека // Proceedings of the Academy of DNA Genealogy. (ISSN 1942-7484). Raleigh, N.C., Lulu. 2012c. Vol. 7, – No 9. – P 1058-1075.

Yurkovets V.P., Mikheeva A.V. On the origin of the Ladoga impact-volcanic structure // Computing Center Bulletin. Series Math. model. ingeoph. Novosibirsk: NCC Publisher, 2015. – N.18. – P. 53-67.

МОЛЛЮСКИ РОДА DIDACNA – БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА КОРРЕЛЯЦИИ СОБЫТИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТА И КАСПИЯ

Т.А. Янина, А.А. Свиточ, Д.С. Хомченко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, paleo@inbox.ru

GENUS DIDACNA MOLLUSCS – THE BIOSTRATIGRAPHICAL BASIS FOR CORRELATION OF THE PONT AND CASPIAN NEOPLEISTOCENE EVENTS

T.A. Yanina, A.A. Svitoch, D.S. Khomchenko, M.V. Lomonosov Moscow State University, *Moscow, Russia*

Стратиграфическое расчленение и палеогеографические реконструкции неоплейстоцена Понто-Каспия во многом основаны на фаунистическом составе отложений (Попов, 1983; Невесская, 1963; Свиточ и др., 1997, 2010; Федоров, 1978; Янина, 2005, 2012). Изучение особенностей и закономерностей пространственно-временного распространения раковин моллюсков в разрезе неоплейстоцена показало, что малакофауна представляет сложную иерархическую систему фаунистических сообществ разного таксономического состава и ранга: фаун, комплексов, подкомплексов и ассоциаций, выделенных согласно строго определенным критериям и составляющих основу стратификации морского неоплейстоцена и палеогеографических реконструкций бассейнов. Представители рода *Didacna*Eichw., играющие ключевую роль в стратиграфических и палеогеографических построениях для Каспия, использованы в Черноморском регионе и в Манычской депрессии. Использование видов одного рода для составления трех региональных биостратиграфических схем имеет большое значение для корреляции отложений и событий Понта и Каспия (Янина, 2005, 2012).

Основу неоплейстоценовоймалакофауны Каспия составляют моллюски рода *Didacna* (74 вида и подвида). В своем распределении по разрезу дидакны образуют фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую,

позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую, являющиеся биостратиграфической основой для выделения одноименных горизонтов. В их составе установлены фаунистические комплексы и подкомплексы – биостратиграфическая основа для подгоризонтов и слоев.

Морские неоплейстоценовые отложения Понта содержат раковины моллюсков, представляющие разновозрастные фауны, основу которых составляют моллюски разных экологических групп: пресноводной, солоноватоводной и морской. Выделены фауны: солоноватоводнаячаудинская, смешанная солоноватоводно-морская эвксино-узунларская, морская карангатская, солоноватоводно-морская новоэвксино-черноморская, отражающие крупные палеогеографические эпохи в развитии Понта и составляющие биостратиграфическую основу для горизонтов региональной стратиграфической схемы. Биостратиграфическая схема неоплейстоцена Понта показывает, что моллюски рода *Didacna* заключены практически во всех его подразделениях. Они являются руководящими или характерными видами для горизонтов и подгоризонтов, представляющих отложения бассейнов каспийского типа − чаудинского и эвксино-узунларского, охватывающих нижний и средний неоплейстоцен, и являются надежной основой для корреляции отложений Каспия и Понта. Верхненеоплейстоценовые горизонты и подгоризонты содержат дидакны в ограниченном количестве, но это не умаляет их важнейшей стратиграфической и корреляционной роли. Дидакны Понта представлены 32 видами и подвидами черноморского и каспийского происхождения.

В составе и распространении каспийских видов дидакн в отложениях Понта выдержана закономерность: отбор северокаспийских форм, способных мигрировать через Манычский пролив, и их приуроченность к районам, подверженным влиянию каспийских вод. Присутствие каспийских видов дидакн в неоплейстоценовых бассейнах Понта свидетельствует о сбросе в них каспийских вод по Манычскому проливу. Обобщение малакофаунистическихматериалов из неоплейстоценаМаныча подтверждает этот вывод (Попов, 1983; Свиточ и др., 2010; Федоров, 1978; Янина, 2012). В отдельные его периоды каспийские моллюски мигрировали по Манычскому проливу в черноморские бассейны. Согласно имеющимся на сегодняшний день материалам по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Манычской долины, в неоплейстоцене отмечается шесть эпох открытия пролива: в раннем неоплейстоцене – в позднебакинскую эпоху, в среднем – дважды в раннехазарскую эпоху, в позднем неоплейстоцене – в позднехазарскую (гирканскую) и дважды в раннехвалынскую эпохи.

Сравнительный анализ таксономического состава и стратиграфического положения малакофаунистических сообществ неоплейстоцена Каспия, Понта и Маныча позволяет коррелировать содержащие их отложения и отраженные в них палеогеографические события (табл.).

Корреляция неоплейстоценовых бассейнов Понто-Каспия

	Каспийское море	Маныч	Черное море
Голоцен	Новокаспийский	Континентальное развитие	Черноморский ←
	Мангышлакская регрессия		
Поздний неоплейстоцен	Позднехвалынский		Новоэвксинский
	Енотаевская регрессия		
	Раннехвалынский →	Раннехвалынский пролив →	
	Регрессия	Континентальное развитие	Новоэвксинский
	Раннехвалынский		Сурожский
	Ательская регрессия	Буртасское озеро	Посткарангатская регрессия
	Гирканский →	Гирканский пролив →	Тарханкутский
		Карангатская ингрессия ←	Карангатский ←
			Тобечикский ←
	Позднехазарский		
	Регрессия		
Средний неоплейстоцен	Раннехазарский поздний	Континентальное развитие	Регрессия
	Регрессия		Ашейский ←
	Раннехазарский средний →	Раннехазарский пролив →	Позднеэвксинский?
			Регрессия
	Регрессия	Узунларский залив ←	Узунларский ←
	Раннехазарский ранний →	Раннехазарский пролив →	Эвксинский
			Регрессия
	Регрессия	Палеоузунларская ингрессия ←	Палеоузунларский ←
	Урунджикский	Континентальное развитие	
Ранний неоплейстоцен	Регрессия		Древнеэвксинский
			Регрессия
			Эпичаудинский ←
	Позднебакинский →	Бакинский пролив →	Позднечаудинский
	Раннебакинский →	Бакинская ингрессия	Раннечаудинский (инверсия Матуяма-Брюнес)
	Тюркянский регрессивный (инверсия Матуяма-Брюнес)		

Стрелками показано направление стока и миграции малакофауны

На основании биостратиграфического положения каспийских видов дидакн в неоплейстоцене Маныча и Понта установлена корреляция позднебакинской трансгрессивной стадии Каспия с позднечаудинской трансгрессивной стадией Понта; двух стадий раннехазарской трансгрессии Каспия с двумя эвксино-узунларскими бассейнами Понта; гирканского трансгрессивного бассейна Каспия со второй половиной карангатской трансгрессии Понта; раннехвалынской трансгрессивной стадии Каспия с новоэвксинской трансгрессией Понта.

Состав и распространение ископаемых сообществ малакофауны указывает преимущественно на однонаправленный сток вод и миграцию малакофауны из Каспия в бассейны Понта. Возможно, двусторонняя миграция фауны имела место в эпоху ранней раннехазарской трансгрессивной стадии Каспия и эвксинской трансгрессии Понта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 13-05-00086, 14-05-00227)

Список литературы:

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.

Невесская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 210 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. – М.: Россельхозакадемия, 1997. – 268 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). – М.: МГУ, 2010. – 136 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. – М.: Наука, 1978. – 165 с.

Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. – М.- Смоленск: Маджента, 2005. – 300 с.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. – М.: Географический факультет МГУ, 2012. – 264 с.

НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО СТРОЕНИЮ РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИТАЙМЫРСКОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ И ЕГО БЕРЕГОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ МАСШТАБА 1:1 000 000 ЛИСТОВ S-44,45)

Я.Д. Яржембовский[1], А.А. Макарьев[1], Е.А. Гусев [2], Н.В. Куприянова[2], А.А. Крылов[3]

1 – ФГУГП «ПМГРЭ», г. Ломоносов, Россия, greenz@yandex.ru

2 – ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия, gus-evgeny@yandex.ru

3 – ЗАО «Поляргео», г. Санкт-Петербург, Россия, krylov-polargeo@yandex.ru

NEW DATA ON THE RELIEF AND QUATERNARY DEPOSITS STRUCTURE OF TAYMYR AND KARA SEA COASTS (THE RESULTS OF GEOLOGICAL SURVEY OF 1: 1 000 000 SCALE SHEETS S-44, 45)

Yarzhembovsky Ya.D., Makariev A.A., FGUGP "PMGRE", Lomonosov, Russia; Gusev E.A., Kupriyanova N.V., Federal State Unitary Enterprise "I.S. Gramberg's VNIIOkeangeologia", St. Petersburg, Russia; Krylov A.A., JSC "Polyargeo", St. Petersburg, Russia

В ходе экспедиционных исследований Северной партии ПМГРЭ в 2014 г. были изучены разрезы берегов островной и материковой суши, а также строение верхней части осадочного чехла и донные осадки Карского моря. Результаты работ впервые освещают строение четвертичных отложений площади листов S-44,45 с детальностью, приближающейся по плотности наблюдений к Государственной геологической карте масштаба 1:1 000 000, многие районы впервые посещены специалистами по четвертичной геологии.

Морские работы. Четвертичный чехол Карского шельфа изучался с борта НИС «Фритьоф Нансен», с помощью сейсмоакустического оборудования и легких средств донного пробоотбора – дночерпателя «Океан-0,25» и ударной грунтовой трубки длиной 3,8 м. Было отработано около 3083 пог. км сейсмоакустических профилей с помощью спаркера и профилографа, в комплексе с гидромагнитной съемкой (рис.). Донный пробоотбор выполнен на 66 геологических станциях. По сейсмоакустическим разрезам установлены незначительные (до 20 м) мощности четвертичных отложений в пределах Карского шельфа. Наибольшие мощности приурочены к врезам палеодолин времени последней регрессии. На профилях не установлены подводные грядовые формы, которые можно было бы идентифицировать как краевые морены плейстоценовых ледниковых щитов. Строение мелководной части Карского шельфа в рамках листов хорошо коррелируется с таковым на соседнем с запада листе S-43 (о. Белый), где геологическую съемку шельфа в 1999 г. выполняли сотрудники МАГЭ. Проблемной для донного пробоотбора является область шельфа вокруг островов Свердруп, Арктического института и Известий ЦИК, где под позднеголоценовыми морскими илами мощностью 10-30 см залегают плотные песчаные алевриты, которые практически невозможно опробовать без буровых работ. Отобранные образцы плотных алевритов будут изучены микрофаунистическим и палинологическим методами для определения возраста и условий накопления осадков. Из керна всех грунтовых трубок были отобраны органические остатки – раковины моллюсков, фрагменты древесины, растительный детрит, аллохтонный торф, что позволит определить для разных областей Карского шельфа возраст и скорость накопления морских голоценовых осадков. Материал из дночерпателей и грунтовых трубок был промыт с отбором донного каменного материала и шлиха тяжелых минералов. Обнаружены места скопления на дне лепешковидных, блюдцеобразных и дискоидальных железо-

марганцевых конкреций. Среди раковин морских моллюсков, встреченных в кернах грунтовых трубок и пробах из дночерпателя, преобладают створки *Portlandia arctica* (Gray, 1824), гораздо реже встречаются: *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791), *M. baltica* Linnaeus, 1758, *M. loveni* (Jenssen, 1905), *M. brota* (Dall, 1791), *Astarte montagui* (Dillwyn, 1817), *A. borealis* froma *placenta* (Morch, 1869), *A. sulcata* (da Costa, 1778), *Buccinum undatum* Linnaeus, 1758, *Serripes groenlandicus* (Mohr, 1786), *Cylichna occulta* (Mighels et Adams, 1842), *C. alba* (Brown, 1827), *Ennucula tenuis* (Montagu, 1808), *Hiatella pholadis* (Linnaeus, 1771), *Actinula groenlandica* (Sowerby, 1824), *Clinocardium ciliatum* (Fabricius, 1780), *Hemithyris psittacea* (Gmelin, 1790), *Natica clausa* Broderip et Sowerby, 1829, *Neoiphinoe kroeyeri* (Philippi, 1849), *Mya* sp. (?), *Semibalanus balanoides* (Linnaeus, 1758).

Десантные наземные наблюдения. Во время высадок на острова и материковую сушу проводились геолого-геоморфологические маршруты с описанием особенностей строения рельефа и изучением вскрытых в расчистках разрезов четвертичных отложений. Многие из островов Карского моря на карте четвертичных отложений Госгеолкарты-1000 (новая серия) были изображены неверно. Так, на *островах Скотт-Гансена* и *архипелага Мона* были показаны морские голоценовые отложения, тогда как большая часть островов представлена выступами скальных коренных пород. На острове Расторгуева из архипелага Каменных островов на карте предыдущего поколения кроме делювиально-солифлюкционных отложений, показаны морские отложения позднего неоплейстоцена. Нами при обследовании острова не обнаружено следов морских террас, на карте следует показывать выступы дочетвертичных пород по берегам и на крутых склонах, а на пологих склонах – делювиально-солифлюкционные образования.

Западный и Восточный Каменные острова показаны как области распространения морских отложений широкого возрастного диапазона – от казанцевских до каргинских. Сотрудниками северной партии детально опробованы разрезы обоих островов, отобраны пробы для определения абсолютного возраста песчаных отложений методом оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ), и радиоуглеродным (^{14}C). На Западном Каменном острове обнаружены и опробованы жильные льды (т.н. 312), а также вмещающие их алевриты с торфом и древесными остатками.

Также детально опробованы разрезы четвертичных отложений южного побережья *острова Свердруп*, где четвертичные толщи собраны в широкие открытые складки. До этого на острове специалистами четвертичниками был изучен только торфяник на северном побережье острова (Тарасов и др., 1995). В нижней части разреза (т.н. 324), в тонкослоистых алевритах был выделен комплекс фораминифер, представленный единичными аркто-бореальными видами с максимальным насыщением до 11 раковин. Определены *Cribroelphidum bartletti, C. granatum, Haynesina magna, H. orbiculare,* современные представители которых обитают на небольших глубинах северных морей, часто в опреснённых условиях. Наряду с ними встречены единичные аркто-бореальные виды, которые мы условно связываем с системой тёплых течений, к ним относятся *Islandiella islandica* и две исландиеллы неопределимые до вида. В песчаных отложениях, развитых в верхней части разреза (т.н. 325), собраны морские моллюски: *Hiatella pholadis* (Linn.), *Mya truncata* Linnaeas, *Astarte* sp.

На *островах Известий ЦИК* (т.н. 325) отобраны образцы морских отложений с раковинами моллюсков *Hiatella pholadis* (Linn.), что позволит определить их возраст с помощью радиоуглеродного и уран-ториевого методов. Будут изучены фораминиферы и спорово-пыльцевые спектры произраставшей на берегах древнего моря растительности.

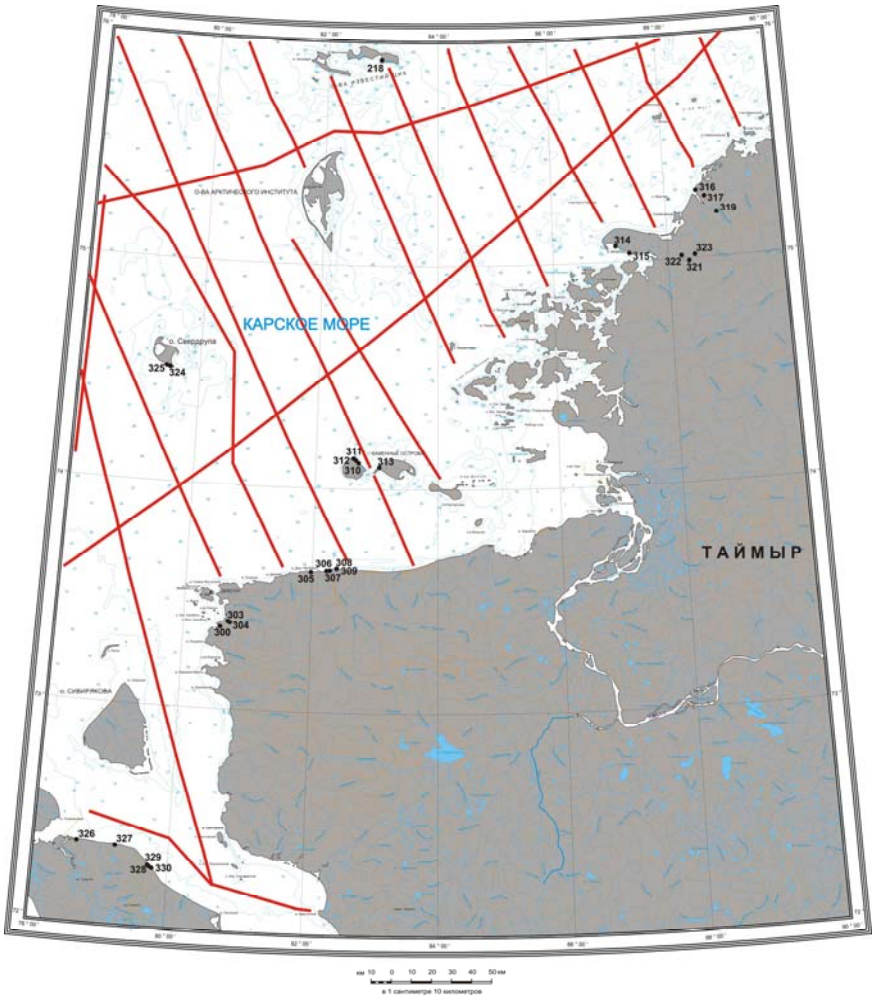
Кроме островов, важные результаты получены по побережью материковой суши. Исследованы рельеф и четвертичные отложения по устьевым частям рек Лемберова, Убойная, Тревожная, Гусиная и полуострову Михайлова (северо-западный Таймыр), а также по району ныне недействующей полярной станции на мысе Лескина (гыданский берег Енисейского залива). *Район реки Гусиной* был ранее обследован участниками российско-немецкой экспедиции, где ими были описаны отложения, близкие по своим свойствам моренным. Залегающие под мореной пески были отнесены к озерно-ледниковым и гляциофлювиальным (Hjort & Funder, 2008), либо к дельтовым бассейновым отложениям (Павлов и др., 2004). Сотрудники Северной партии также посетили один из таких разрезов (т.н. 321), отобраны пробы для детальных лабораторных исследований.

В устье *реки Убойной* из суглинистого разреза (т.н. 308) собран представительный комплекс морских моллюсков: *Hiatella pholadis* (Linn.), *Macoma baltica* (Linn.), *Macoma brota* Dall., *Macoma calcarea* Gmelin, *Astarte invocate, Astarte alaskensis* Dall., *Astarte multicostata* Filatova, *Astarte actis* Dall., *Astarte elliptica* Brown, *Astarte borealis, Astarte crenata* Gray, *Serripes groenlandicus* Mohr., *Portlandia arctica* Gray, *Balanus* sp. Обнажающиеся здесь суглинки характеризуются оскольчатостью, ожелезнением, содержат редкую рассеянную гальку, редкие мелкие пиритовые конкреции.

На полуострове Михайлова, к которому приурочена граница оледенения 50-60 тыс. л.н. (Svendsen et al., 2004), моренных отложений нами не обнаружено. Разрез в 5 км к востоку от мыса Михайлова, на южном берегу полуострова (т.н. 314), сложен слоистыми песками и алевритами, содержащими разнообразные фораминиферы *Cibicides rotundatus, C. refulgens, Cibicides* ex.gr. *grossus, Cibicides* ex.gr. *lobatulus*, *Buccella frigida, Haynesina orbiculare, Islandiella* ex.gr. *excavata,* а также остракоды *Heterocyprideis sorbyana.* Другой разрез, у мыса Изгиб (т.н. 315), сложенный, по-видимому, ледово-морскими плохосортированными суглинками с огромным количеством обломочного материала – песка, гравия, гальки и валунов, содержит бореальные и арко-бореальные фораминиферы *Buccella* cf. *citronea*, *Quinqueloculina* cf. *lamarckiana, Cassidulina obtuse*.

Наиболее интересным объектом, изученным в 2014 г., является дислоцированная лескинская толща, которую сотрудники ВСЕГЕИ Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский определяли как эоплейстоценовую (Каплянская и др., 1986), а на миллионной карте 2-го поколения она показана как неоген-раннеплейстоценовая. Сотрудникам Северной партии удалось собрать органические остатки (крупные древесные обломки), а также раковины морских моллюсков, которые можно датировать методами уран-ториевым (U-Th) и Sr-хемострати-

графическим. Образцы переданы для изучения в Лабораторию геохронологии и палеогеографии плейстоцена СПбГУ и в Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Впервые в лескинской толще (т.н. 328) обнаружены фораминиферы *Bulimina exillis* Brady, *Spiroplectammina* sp., *Recurvoides* sp., а также остракоды *Cytheropteron suzdalskyi* Lev.



Положение сейсмоакустических профилей (показаны утолщенными линиями) и наиболее значимых разрезов четвертичных отложений на материковой суше и островах (показаны точками с полевыми номерами точек наблюдения) на площади листов S-44,45).

Таким образом, в 2014 году сотрудниками ПМГРЭ получены новые материалы по строению четвертичных отложений берегов островной и материковой суши, а также донных осадков Карского моря в рамках листов S-44,45 (Диксон, Усть-Тарея). Предварительные результаты микрофаунистических исследований свидетельствуют о бедности комплексов фораминифер и остракод, выделенных из четвертичных отложений таймырского побережья и островов Карского моря, в отличие от довольно богатых комплексов внутренней, горной части Таймыра (Шнейдер, 2002; Большиянов, 2006).

Список литературы:

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. — СПб.: ААНИИ, 2006. –296 с.

Каплянская Ф.А., Никольская М.В., Тарноградский В.Д. Доледниковые морские отложения на севере Западной Сибири (лескинская толща). В кн.: Кайнозой шельфа и островов Советской Арктики. – Л., 1986. – С. 100-109.

Павлов М.В., Федоров Г.Б., Большиянов Д.Ю., Антонов О.М. Новые данные о строении четвертичных отложений и палеогеографии архипелага Северная Земля и Северного Таймыра // Природные ресурсы Таймыра. – Вып. 2. – Дудинка, 2004. – С. 245-257.

Тарасов П.Е., Андреев А.А., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д. Палиностратиграфия верхнечетвертичных отложений острова Свердруп (Карское море) // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3. – № 2. – С. 98-104.

Шнейдер Г.В. Верхненеоплейстоценовые и голоценовые отложения бассейна р. Верхняя Таймыра (Центральный Таймыр) // Недра Таймыра. – Вып. 5. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – С. 187-200.

Hjort Ch., Funder S. Mountain-derived versus shelf-based glaciations on the western Taymyr Peninsula, Siberia // Polar Research. – 2008. – Vol. 27. – P. 273-279.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23. – No 11-13. – P. 1229-1271.

СОДЕРЖАНИЕ

А.Р. Агатова, Р.К. Непоп ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ: ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ И СПУСКОВ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ 3

А.Р. Агатова, Р.К. Непоп, М.А. Бронникова, И.Ю. Овчинников ПОГРЕБЕННЫЕ И ДНЕВНЫЕ ПОЧВЫ КАК МАРКЕРЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ В ГОЛОЦЕНЕ 5

М.М. Адаменко ТОРФЯННИКИ И ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА 6

К.М. Акпамбетова ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАЗАХСТАНЕ 8

Н.В. Алексеева, А.А. Щетников, М.А. Ербаева, И.А. Филинов, Ф.И. Хензыхенова, Б.Д.-Ц. Намзалова БИОСТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ 10

В.М. Алифанов ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И РАЗНООБРАЗИЕ ПОЧВ 12

А.Е. Алтынов, С.С. Карпухин К ВОПРОСУ ГЕОИНФОРМАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ 14

П.М. Андерсон, А.В. Ложкин, Е.Ю. Недорубова ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ 1.7-2.2 МЛН ЛЕТ НАЗАД (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН) 15

Л.Н. Андреичева, М.Н. Буравская, В.Н. Филиппов ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТИЛЛОВ 17

М.А. Анисимов, З.В. Пушина, В.В. Питулько ВКЛАД НЕОТЕКТОНИКИ В ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО ОБЛИКА БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ 19

М.А. Анисимов, А.Э. Барляев, А.Э. Басилян, Т.В. Сапелко, Е.С. Носевич ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ. АНАЛИЗ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТИРОВОК ОТЛОЖЕНИЙ АРХИПЕЛАГОВ ШПИЦБЕРГЕН И ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА 21

С.Г. Аржанников, А.В. Аржанникова, Р. Броше, М. Жоливе ВОЗРАСТ КОНЕЧНОМОРЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ В ДОЛИНАХ РЕК ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) 23

С.Г. Аржанников, А.В. Иванов, А.В. Аржанникова, Е.И. Демонтерова, В.А. Буянтуев, В.А. Осколков, В.И. Воронин ПОСТЛЕДНИКОВАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ВУЛКАНИЗМА В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ 25

С.Г. Аржанников, А.В. Аржанникова, А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, Д. Янсен, Ф. Прессер, М. Маргольд К ВОПРОСУ О ФОРМИРОВАНИИ АНГАРСКОГО СТОКА И КАТАСТРОФИЧЕСКОГО СБРОСА ВОДЫ ИЗ ОЗЕРА БАЙКАЛ 27

А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОСМОГЕННО-ИЗОТОПНОГО МЕТОДА ^{10}BE В ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ И НЕОТЕКТОНИКЕ 29

Х.А. Арсланов, Л.А. Ганзей, Н.Г. Разжигаева, Ю. Нишимура, Т.А. Гребенникова, В.М. Кайстренко, А.О. Горбунов, Ф.Е. Максимов, А.Ю. Петров ХРОНОЛОГИЯ ИСТОРИЧЕСКИХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ЦУНАМИ, ПРОЯВИВШИХСЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ 31

В.И. Астахов ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ НА СЕВЕРЕ УРАЛА: ВОЗРАСТ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ 33

О.И. Баженова, К.Е. Вершинин , Д.В. Кобылкин, С.А. Макаров, Н.Н. Рогалева, А.В. Силаев, А.А. Черкашина МОРФОЛИТОГЕНЕЗ В СТЕПЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ГОЛОЦЕНЕ 35

В.Б. Базарова ГОЛОЦЕНОВАЯ ДИНАМИКА ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО МУССОНА В БАССЕЙНЕ АМУРА 37

И.П. Баранов ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯ ДРЕВНИХ ДЕЛЬТ АЗОВСКОГО И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЕЙ КАК ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ПОДЗЕМНЫХ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД НА ОСНОВЕ МЕТОДА ПЛАСТИКИ РЕЛЬЕФА 39

А.В. Баранская, Д.Ю. Большиянов, Ю.И. Кучанов, И.С. Ёжиков, В.А. Оношко ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВОВ ЯМАЛ И ГЫДАН 41

А.Э. Басилян, М.А. Анисимов, М.В. Дорожкина, Е.Ю. Павлова, В.В. Питулько ЦИКЛИЧНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ КАК СЛЕДСТВИЕ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА (ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ СОПЛИВАЯ ГОРА/ЯНА-195КМ) 43

Ю.П. Безродных, В.М. Сорокин, Т.А. Янина ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЯ ПО МАТЕРИАЛАМ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО БУРЕНИЯ 45

Е.В. Безрукова, М.И. Кузьмин, А.В. Белов ПРИРОДНАЯ СРЕДА КВАРТЕРА: ОТРАЖЕНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ В ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ АРХИВАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ 47

Е.В. Безрукова, А.А. Щетников, О.Г. Шарова, П.П. Летунова, Н.В. Кулагина, Е.В. Иванов, И.А. Филинов, О.В. Левина, М.А. Крайнов, Е.В. Кербер ИСТОРИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА ЖОМБОЛОКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ 49

П.С. Белянин, Н.И. Белянина РАЗВИТИЕ ПРИРОДНЫХ ЭКОСИСТЕМ БАССЕЙНА Р. БИКИН В УСЛОВИЯХ КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ 51

И.М. Бердников, Н.Е. Бердникова, Г.А. Воробьева, Е.О. Роговской, А.М. Клементьев ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСОВ РАННЕГО ГОЛОЦЕНА НА ЮГЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ 53

Н.Е. Бердникова, Г.А. Воробьева, И.М. Бердников ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ УСТЬ-БЕЛАЯ. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ВМЕЩЕНИЯ КУЛЬТУРНЫХ ОСТАТКОВ 55

Н.А. Богданов МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МОРСКИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ В ГОЛОЦЕНЕ 57

Н.С. Болиховская ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ДЕТАЛЬНОЙ КЛИМАТОСТРАТИГРАФИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ 59
Н.С. Болиховская, М.В. Шуньков ПАЛИНОКЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕЩЕРЫ ТРЛИЦА (НА СЕВЕРЕ ЧЕРНОГОРИИ) 62
В.А. Большаков О КОЛИЧЕСТВЕ ЛЕДНИКОВЫХ ЦИКЛОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫХ В РАЗРЕЗАХ ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ХРОНА БРЮНЕС 64
В.*А. Большаков* ЭВОЛЮЦИЯ И ДИНАМИКА ЛЕДНИКОВЫХ ЦИКЛОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА С ПОЗИЦИЙ НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ ОРБИТАЛЬНОЙ ТЕОРИИ ПАЛЕОКЛИМАТА 66
Д.*Ю. Большиянов, А.В. Крылов, Л.А. Савельева, Н.Ю. Аникина, А.Н. Молодьков* НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И УСЛОВИЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ МГИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТЯХ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА 68
А.А. Бондарев, А.С. Тесаков, А.Д. Сорокин НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ОМСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ 71
Н.А. Бондаренко, Т.В. Любимова, О.И. Ефременкова АНАПСКО-ГЕЛЕНДЖИКСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАВКАЗА: ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ И ФАКТОРЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ 73
О.К. Борисова ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОТОНА ЛЕСА И ТУНДРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРАЗИИ В ГОЛОЦЕНЕ: РЕКОНСТРУКЦИЯ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ 75
О.А. Борсук ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АНАЛИЗА ГАЛЕЧНИКОВ ПРИ ВОССТАНОВЛЕНИИ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ Р. КИРЕНГИ 77
В.А. Брылев, Е.В. Мелихова, Ю.А. Голикова СТРАТОТИПИЧЕСКИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ, РЕКОМЕНДУЕМЫЕ К СТАТУИРОВАНИЮ КАК ПАМЯТНИКИ ПРИРОДЫ 78
А.Л. Будников ПРОЦЕССЫ БЛОУАТИНГА (ГИДРОВУЛКАНИЗМА) В ФОРМИРОВАНИИ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАБАЙДАК И КУВАЙ 80
М.Н. Буравская ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИНЫ Р. ВЫМЬ В ВЕРХНЕМ И СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИЯХ В ГОЛОЦЕНЕ 82
Н.В. Вашукевич, Г.А. Воробьева, Н.Е. Бердникова ГУМУСНОЕ СОСТОЯНИЕ ПОЧВ КАРГИНСКОГО МЕГАИНТЕРСТАДИАЛА (МИС 3) ПРИБАЙКАЛЬЯ 83
А.А. Величко, О.К. Борисова, А.Л. Захаров, Н.В. Карпухина, Ю.М. Кононов, Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов, Т.Д. Морозова, П.Г. Панин, В.В. Семенов, А.С. Тесаков, С.Н. Тимирева, В.В. Титов ЛЕССОВО-ПОЧВЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ И ЕЕ СООТНОШЕНИЕ С МОРСКИМИ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ 86
А.А. Величко, М.А. Фаустова, В.В. Писарева, Н.В. Карпухина СКАНДИНАВСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ И ОКРУЖАЮЩИЕ ЛАНДШАФТЫ В ВАЛДАЙСКУЮ, ВИСЛИНСКУЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ 87
С.Р. Веркулич, Н.Э. Демидов, З.В. Пушина УСЛОВИЯ ИНТЕРСТАДИАЛА (МИС 3) В КРАЕВОЙ ЗОНЕ АНТАРКТИДЫ ПО НОВЫМ ДАННЫМ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ 90
С.Р. Веркулич, К.В. Полещук, И.С. Ёжиков, З.В. Пушина ГОЛОЦЕНОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В АНТАРКТИДЕ НА ОСНОВАНИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ОАЗИСУ БАНГЕРА (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) И ОСТРОВУ КИНГ ДЖОРДЖ (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА) 92
В.М. Ветров, Е.М. Инешин, А.В. Тетенькин, Е.И. Демонтерова, А.В. Иванов, В.А. Лебедев ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ТРАНСПОРТИРОВКИ МАНУПОРТОВ ИЗ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ПЕМЗЫ СТОЯНОК КОНЦА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА – СРЕДНЕГО ГОЛОЦЕНА Р. ВИТИМ 93
Е.Н. Воднева, С.В. Рассказов, Е.П. Чебыкин, И.С. Чувашова, О.Г. Степанова, А.М. Ильясова ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ СИБИРИ И МОНГОЛИИ 95
В.С. Волкова, О.Б. Кузьмина, И.В. Хазина В ПОИСКАХ НОВОЙ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГРАНИЦЫ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 97
В.С. Волкова, С.А. Гуськов, И.В. Хазина, О.Б. Кузьмина КАЗАНЦЕВСКИЙ ГОРИЗОНТ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ СИБИРИ 99
Е.Г. Вологина, М. Штурм, С.С. Воробьева ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ 100
А.В. Волокитин, Н.Е. Зарецкая, А.В. Панин ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСВОЕНИЯ ЧЕЛОВЕКОМ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕЙ ВЫЧЕГДЫ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ: МЕЗОЛИТИЧЕСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ПАРЧ 102
Г.А. Воробьева, О.И. Горюнова, А.Г. Новиков, А.В. Вебер ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОМ ОБЪЕКТЕ САГАН-ЗАБА II (ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ БАЙКАЛА) 104
Е.В. Воскресенская, К.Н. Гаврилов, Н.Е. Зарецкая, А.К. Очередной СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ВЕРХНЕЙ ДЕСНЫ 106
В.Б. Выркин, М.Ю. Опекунова, Ю.А. Масютина О СООТНОШЕНИИ ФЛЮВИАЛЬНЫХ И ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ 108
А.А. Галанин, А.П. Дьячковский, В.М. Лыткин, М.П. Бурнашева, Г.И. Шапошников, А.А. Куть РАДИОУГЛЕРОДНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЮННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (ТУКУЛАНОВ) БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ВИЛЮЙ 109
Л.А. Ганзей, Н.Г. Разжигаева, Т.А. Гребенникова, Ю. Ниишимура, Х.А. Арсланов, В.М. Кайстренко, А.О. Горбунов ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ ЦУНАМИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ 111
Н.И. Глушанкова НОВЫЙ ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКИ ОХАРАКТЕРИЗОВАННЫЙ РАЗРЕЗ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В БАССЕЙНЕ НИЖНЕЙ КАМЫ 114

В.А. Голубцов, Ю.В. Рыжов, Д.В. Кобылкин РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) НА ОСНОВАНИИ ДАННЫХ О СОСТАВЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВ 116

И.М. Греков, Д.А. Субетто РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОБЕРЕГОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО ДАННЫМ РАДАРНОЙ ТОПОСЪЕМКИ 118

Ю.Н. Грибченко, Е.И. Куренкова ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ОСВОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНОВ РЕК ДНЕПРА, ДОНА, ОКИ И КАМЫ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИМ ЧЕЛОВЕКОМ 120

В.Н. Губин ВОЗДЕЙСТВИЕ ПОКРОВНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ГЕНЕРАЦИЮ УГЛЕВОДОРОДОВ И ОБРАЗОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ БЕЛАРУСИ 122

Г.А. Данукалова ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕЛАЗСКОГО ЯРУСА ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ 124

А.В. Дегтерев, А.В. Рыбин, Х.А. Арсланов, И.Г. Коротеев, В.Б. Гурьянов, Д.Н. Козлов, М.В. Чибисова, Ф.А. Романюк ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ НА О. ИТУРУП В ГОЛОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ТЕФРОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ) 125

Д.Б. Денисов, С.Б. Николаева ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА 126

О.Б. Дмитренко ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКЕ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА НАННОФОССИЛИЙ 129

Д.С. Дроздов, С.А. Лаухин, Д.В. Спиридонов МЁРЗЛЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ, КАК СПЕЦИФИЧЕСКИЙ ФАКТОР СОВРЕМЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЛАНДШАФТА (НА ПРИМЕРЕ ОТВАЛОВ НАЗАРОВСКОГО УГОЛЬНОГО КАРЬЕРА, ЮГО-ВОСТОК ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ) 131

Н.И. Дроздов, В.П. Чеха СУБАЭРАЛЬНАЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ТОЛЩА СЕВЕРО -МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ – ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ 133

Н.И. Дроздов, В.П. Чеха ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА (СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА, КУРТАКСКИЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН) 134

В.А. Друщиц, М.А. Левитан, Т.А. Антонова ЛИТОФАЦИИ КВАРТЕРА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ РОССИИ 135

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова ЭМИССИЯ МЕТАНА И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПОКРОВ НА ШЕЛЬФЕ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ 137

Н.Н. Дунаев ПРОБЛЕМА ГЛЯЦИОИЗОСТАЗИИ В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КВАРТЕРА 139

В.Я. Евзеров, А.Н. Виноградов, С.Б. Николаева РАЗВИТИЕ БЕЛОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ 141

В.А. Елкин ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА БЕРЕГОВОГО УЧАСТКА ЧЕРНОГО МОРЯ (Г.ВАРНА, БОЛГАРИЯ) 143

Я.К. Еловичева СТРАТОТИПИЧЕСКИЕ И ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ КАК ЛОКАЛЬНЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ МЕЖЛЕДНИКОВИЙ ГЛЯЦИОПЛЕЙСТОЦЕНА 145

Ф.И. Еникеев РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ АМУРСКОГО ОКРУГА СТОКА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 147

Ф.И. Еникеев ТЕМПЫ ЭНДОГЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В КВАРТЕРЕ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 149

Ф.И. Еникеев, С.А. Решетова ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) 151

В.А. Епифанов ДЕГАЗАЦИОННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ ОЗЕРНО-ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТОВ. СВИДЕТЕЛЬСТВА И ФАКТЫ-ПРИЗНАКИ 153

В.А. Епифанов ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ СИСТЕМ И МОДУЛЯЦИИ КЛИМАТА КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕГАЗАЦИИ НЕДР 155

И.А. Жуйкова, В.В. Масютин СОСТАВ ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА МЕГАФАУНЫ ВЯТСКО-КАМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ 158

И.А. Жуйкова, С.А. Пупышева ЭВОЛЮЦИЯ ЛАНДШАФТОВ ВЯТСКО-КАМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ 160

Н.Е. Зарецкая, Д.В. Кобылкин, П.А. Косинцев, Ф.Е. Максимов, Ю.В. Рыжов, В.Н. Черных, В.Ю. Кузнецов, В.А. Григорьев НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГОЛОЦЕНОВОМ ВОЗРАСТЕ БИЗОНОВ (*BISON PRISCUS*) В ЗАБАЙКАЛЬЕ 162

А.С. Застрожнов, Г.А. Данукалова, М.В. Головачёв, В.В. Титов, А.С. Тесаков, А.Н. Симакова СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИНГИЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ КВАРТЕРА НИЖНЕЙ ВОЛГИ 164

А.С. Застрожнов, А.С. Тесаков, Г.А. Данукалова, С.М. Шик, М.А. Шишкин ПОЛОЖЕНИЕ ГЕЛАЗИЯ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЕ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ РОССИИ 166

В.С. Захаренко КАТАСТРОФИЧНЫЙ ХАРАКТЕР ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ В КАЙНОЗОЕ НА ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ 168

Е.В. Зиновьев, Е.Ю. Павлова, В.В. Питулько ГРАНИЦА ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ПО ЭНТОМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (НА ПРИМЕРЕ ЯНСКОЙ СТОЯНКИ) 170

И.Д. Зольников, Е.В. Деев, Г.Г. Русанов, Д.В. Назаров, С.А. Котлер НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕЛЕДНИКОВОГО КОМПЛЕКСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ КАТУНЬ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) 173

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ 175

В.В. Иванов, С.В. Леснов, Т.Г. Рященко, С.И. Штельмах, П.С. Белянин, Н.И. Белянина НОВЫЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ЧЕТВЕРТИЧНЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ ЗОЛОТОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ ВЕРХОВЬЕВ Р. ХОР, ЗАПАДНЫЕ ОТРОГИ ХРЕБТА СИХОТЭ-АЛИНЬ ... 178
В.В. Иванова, П.А. Никольский О МЕТОДЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ ФАУНИСТИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ НА ОСНОВЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (НА ПРИМЕРЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ) ... 180
Е.Д. Иванова БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ В СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ О. ТАНФИЛЬЕВА (ЮГ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ) ... 182
И.А. Идрисов РАЗВИТИЕ ДАГЕСТАНСОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА В НОВОКАСПИЙСКОЕ ВРЕМЯ ... 184
И.А. Идрисов, А.А. Зейналов, С.А. Кулаков НОВЫЙ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЙОН НА ЗАПАДЕ АЗЕРБАЙДЖАНА ... 186
Я.А. Измайлов, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНАПСКОЙ ПЕРЕСЫПИ (ЧЕРНОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ) ... 188
А.Г. Илларионов ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ ... 191
С.А. Иноземцев, А.С. Тесаков ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ НИЖНЕГО ДОНА ... 193
О.И. Кадебская, Р. Миловский, Е.П. Базарова, М. Орвошова, Ю. Шурка ПЕРВАЯ НАХОДКА КРИОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ – МАРКЕРОВ МЕЖЛЕДНИКОВИЙ В ПЕЩЕРАХ ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ ... 195
С.П. Казьмин НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОБЛАСТИ ПОСЛЕДНЕГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ЛЕДНИКА СЕВЕРНОЙ АЗИИ ... 197
С.П. Казьмин, И.А. Волков ТРИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ КЛИМАТОЛИТА В ЦИКЛИТАХ СУБАЭРАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ... 199
П.И. Калинин, А.О. Алексеев ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ... 201
П.И. Калинин, А.О. Алексеев ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В ГОЛОЦЕНЕ ... 202
Н.П. Калмыков ОБ ИНФЛЯЦИИ ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ ... 204
Н.П. Калмыков, Д.В. Кобылкин, М.А. Григорьева О ГАБИТУСЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛОШАДЕЙ В ОБРАМЛЕНИИ ОЗЕРА БАЙКАЛ ... 206
С.П. Кармазиненко ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРИАЗОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ... 208
Г.А. Карнаухова ЗНАЧИМОСТЬ БАРЬЕРНЫХ ЗОН В СЕДИМЕНТОГЕНЕЗЕ АНГАРСКИХ ВОДОХРАНИЛИЩ ... 210
Н.В. Карпухина, Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов, А.А. Деркач, Е.Ю. Матлахова ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ИЗБОРСКО-МАЛЬСКОЙ ДОЛИНЫ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ ... 212
А.А. Картозия РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЫДАНСКОГО П-ВА И ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ... 214
Г.В. Ковалева, К.В. Дюжова РЕЗУЛЬТАТЫ ДИАТОМОВОГО И СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ДРЕВНЕ- И НОВОАЗОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ... 216
Е.А. Козлов ВАРИАЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОЗЕРАХ БЕЛАРУСИ ... 218
В.Л. Коломиец ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ БАССЕЙНА Р. ИХ-ТУЛБЭРИЙН-ГОЛ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) ... 220
В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев ТЕРРАСОВЫЙ КОМПЛЕКС БРЯНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): ЛИТОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ... 222
С.М. Колошич КАМОВЫЕ ТЕРРАСЫ АУТСКОЙ И ДОЛГОЕ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН СЕВЕРНОЙ БЕЛАРУСИ ... 225
В.В. Колька, О.П. Корсакова, Н.Б. Лаврова, Т.С. Шелехова ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ В РАЙОНЕ СУМОЗЕРСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (КАРЕЛИЯ) ... 226
В.М. Колямкин, Т.Г. Прошина ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КАЙНОЗОЯ КЫЗЫЛСКОЙ ВПАДИНЫ ... 228
М.Е. Комаровский, Е.В. Хилькевич ЛЕДНИКОВЫЕ ЛОЖБИНЫ БЕЛАРУСИ И ИХ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ... 230
Т.И. Коновалова ФОРМИРОВАНИЕ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ... 232
Е.А. Константинов, Р.Н. Курбанов, И.Г. Шоркунов, А.Л. Захаров РЕАКЦИЯ РЕЛЬЕФА ПЛАКОРОВ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ) ... 233
С.Е. Коркин ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В РАЙОНЕ АГАН-ПУРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ... 234
О.П. Корсакова, В.В. Колька, А.Н. Толстоброва, Н.Б. Лаврова, Д.С. Толстобров ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗОЛИРОВАННЫХ БАССЕЙНОВ ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ ... 236
С.С. Кострова, Х. Майер, Е.В. Безрукова, П.Е. Тарасов, Б. Чаплыгин ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНАЯ ЛЕТОПИСЬ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 46 ТЫСЯЧ ЛЕТ ... 238
С.А. Котлер, И.Д. Зольников ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ТИПИЗАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДОЛИН РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) ... 240
Е.А. Кошелева ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА – РАННЕГО ГОЛОЦЕНА ... 242
В.Л. Кошкарова, А.Д. Кошкаров ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОЛАНДШАФТНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ПАЛЕОКАРПОЛОГИИ ... 244

О.Ю. Крицкая, А.А. Остапенко, В.И. Попков, О.Н. Быхалова СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА УЧАСТКЕ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОТ АНАПЫ ДО НОВОРОССИЙСКА И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ В НИХ СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ 246

Ю.А. Кублицкий, Д.А. Субетто, М.А. Кулькова, О.А. Дружинина, Х.А. Арсланов АНАЛИЗ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И В ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗ. КАМЫШОВОЕ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) 248

Д.Д. Кузнецов ГОЛОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ ПРИЛАДОЖЬЯ 250

Р.Н. Курбанов К ПРОБЛЕМЕ КОРРЕЛЯЦИИ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ 250

Р.Г. Курманов ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ ЭРДНИЕВСКИЙ 16 (КАЛМЫКИЯ) 253

Ю.А. Лаврушин, А.Н. Бессуднов ОСНОВЫ СЕДИМЕНТАЦИОННО-ПАЛЕОЗООЛОГИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ О ПРИЧИНАХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ «КЛАДБИЩ» МАМОНТОВ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЛИТЕ 255

С.И. Ларин, В.А. Алексеева, С.А. Лаухин, Н.С. Ларина, Ф.Е. Максимов НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕЗИСЕ ПОКРОВНЫХ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 257

С.А. Левин (Пинежский) КИТ ПИНЕЖЬЯ – ПРИШЛО ВРЕМЯ ВНЕСТИ ОДНОЗНАЧНУЮ ЯСНОСТЬ. Статья 1. История “изучения” и реальное местоположение разреза 259

С.А. Левин, А.Н. Чеповский “КУЛОЙСКИЙ” (?) “СЕРДЖ” (?) И ЭТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВАЛИДНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМНЫХ РЕГИОНОВ. Статья 1. Постановка проблемы на обсуждение и основные причины сомнений в достоверности заключений о генетической сущности объекта исследований 261

С.А. Левин, А.Н. Чеповский «КУЛОЙСКИЙ» (?) «СЕРДЖ» (?) И ЭТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВАЛИДНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМНЫХ РЕГИОНОВ. Статья 2. Объект исследований при многопозиционной авторской оценке его генезиса и эволюции во времени 263

Н.Б. Левина ПРОБЛЕМЫ РЕКОНСТРУКЦИИ РЕЛЬЕФА НА ПРАВОБЕРЕЖЬЕ ШИРОТНОГО ОТРЕЗКА Р. ОБЬ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) В ПЕРИОД ДЕГРАДАЦИИ ТАЗОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ 266

Е.В. Леонова, Н.В. Сердюк, А.С. Тесаков, Н.В. Волкова, Н.В. Зеленков, Е.В. Сыромятникова, П.Д. Фролов ПЕРЕХОД ОТ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА К ГОЛОЦЕНУ ПО ФАУНИСТИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛАМ ИЗ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ И МЕЗОЛИТИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ГУБСКОГО УЩЕЛЬЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ) 268

П.А. Леонтьев, Д.Д. Кузнецов, Д.А. Субетто РЕКОНСТРУКЦИЯ БЫСТРЫХ ТРАНСФОРМАЦИЙ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЁР ОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА БЕЛОГО МОРЯ 271

Е.Ю. Ликутов О СКЛОНОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ, ВЫШЕДШИХ ИЗ-ПОД ДЕЙСТВИЯ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ 272

О.В. Лозовская, В.М. Лозовский, Е.Г. Ершова, М.А. Кулькова ПРИРОДНОЕ ОКРУЖЕНИЕ ОЗЕРНЫХ ПОСЕЛЕНИЙ КАМЕННОГО ВЕКА (МЕЗОЛИТ И НЕОЛИТ БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ) 274

Д.В. Лопатин ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА ПРИБАЙКАЛЬЯ 276

Д.А. Лопатина, О.Г. Занина СУБРЕЦЕНТНЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ НИЗОВЬЕВ Р. КОЛЫМА И ИХ СРАВНЕНИЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ КАРПОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И СОСТАВОМ СОВРЕМЕННОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ 279

Э.И. Лосева, Т.И. Марченко-Вагапова, Д.В. Пономарев ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ КОМИ НЦ УРО РАН 281

А.В. Лудикова ПРИМЕНЕНИЕ СООТНОШЕНИЯ «ЦИСТЫ *CHRYSOPHYCEAE*: ДИАТОМЕИ» В ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯХ 283

О.В. Лунина, А.С. Гладков СЛЕДЫ СЕЙСМИЧЕСКИ ИНДУЦИРОВАННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ КВАРТЕРА 284

В.М. Лыткин, А.А. Галанин К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА СУНТАР-ХАЯТА 285

М.С. Лящевская, К.С. Ганзей КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ ОСТРОВОВ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (НА ПРИМЕРЕ ОСТРОВА ПОПОВА) 286

С.Х. Магидов ТЕХНОГЕНЕЗ И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ 288

О.А. Мазаева, А.А. Рыбченко, В.А. Пеллинен, А.А. Светлаков, Ю.С. Тарасова, Е.А. Козырева, В.С. Панов, Е.В. Кузнецова РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ ДОЛИННО-БАЛОЧНОЙ СИСТЕМЫ «МАМОНТОВ – БАРАНИЙ» (БРАТСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ): ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ 289

С.А. Макаров, А.А. Черкашина ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ЗАЛПОВЫХ ВЫБРОСАХ РЫХЛОГО МАТЕРИАЛА 292

А.С. Макаров, Д.Ю. Большиянов ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ГОЛОЦЕНОВЫХ ТРАНСГРЕССИЙ НА ПОБЕРЕЖЬЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ 294

Ф.Е. Максимов, М.Ю. Никитин, В.А. Григорьев, В.Ю. Кузнецов, А.Ю. Петров, Э.В. Табунс, С.Б. Левченко, В.Б. Савенко ХРОНОЛОГИЯ ТРАВЕРТИНОГЕНЕЗА НА ИЖОРСКОМ ПЛАТО В ГОЛОЦЕНЕ 295

Ф.Е. Максимов, Л.А. Савельева, С.А. Лаухин, С.И. Ларин, Х.А. Арсланов, В.Ю. Кузнецов, В.А. Григорьев, А.А. Старикова ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОЗЁРНО-АЛЛЮВИАЛЬНОЙ ТОЛЩИ В РАЗРЕЗЕ БЕЛЫЙ ЯР II (ТУНКИНСКАЯ КОТЛОВИНА) 297

Д.Г. Маликов СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ 299

С.В. Маркин, В.С. Зыкин, В.С. Зыкина ЧАГЫРСКАЯ ПЕЩЕРА КАК МНОГОСЛОЙНЫЙ ОБЪЕКТ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЛИТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ 301
Н.В. Мартынович, Г.В. Гришанов ОСТАТКИ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ В КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ..... 303
Т.И. Марченко-Вагапова ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА В БАССЕЙНЕ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ 305
А.В. Матвеев, В.П. Зерницкая ИНТЕНСИВНОСТЬ СОВРЕМЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ БЕЛАРУСИ..... 307
Г.И. Медведев, Е.О. Роговской, Е.А. Липнина, С.А. Когай, Е.Б. Ощепкова ИСКОПАЕМЫЕ ОСТАТКИ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ КУЛЬТУР В ОТЛОЖЕНИЯХ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОГО ПРИАНГАРЬЯ 309
Г.И. Медведев, Н.Е. Бердникова, Е.А. Липнина, Г.А. Воробьева, Е.О. Роговской ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИНЫ Р. АНГАРЫ ПО ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ. ВЕРХНЕЕ ТЕЧЕНИЕ 311
Ю.А. Микишин, И.Г. Гвоздева ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛ. ОЛЬГИ (ВОСТОЧНОЕ ПРИМОРЬЕ) В СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ 313
Ю.А. Микишин, И.Г. Гвоздева РАННЕСУББОРЕАЛЬНЫЕ ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТ САХАЛИНА..... 316
П.С. Минюк, В.Я. Борходоев МАГНИТОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЕЛАЗИЯ И КАЛАБРИЯ ПО ДАННЫМ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН, ЧУКОТКА 318
М.В. Михаревич ОПЫТ СОПРЯЖЕННОГО АНАЛИЗА ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИХ, ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ И ДИАТОМОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА Р. ВАХ..... 320
А. Моргенштерн, Г. Гроссэ, Ф. Гюнтер, Л. Ширмайстер, С. Штеттнер, Л. Поллоцек, Г. Вех, А.А. Четверова, И.В. Федорова ДЕГРАДАЦИЯ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА В РЕГИОНЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ – ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БАЗЕ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ, ГИС И ПОЛЕВЫХ ДАННЫХ 321
Н.Р. Мухаметгалиев АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КОНОПЛЯНОЕ (РЕСПУБЛИКА ТАТАРСТАН) 322
Д.В. Назаров ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 323
Н.Н. Назаров, С.В. Копытов ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОЙМЫ В ДОЛИНЕ ВЕРХНЕЙ КАМЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ 325
О.Д. Найдина РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЯ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ 327
С.А. Несмеянов, О.А. Воейкова, А.А. Мурый СРЕДНЕМАСШТАБНЫЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА ПРИМОРСКОГО ОРОГЕНА 328
Е.М. Нестеров, В.Е. Марков, Д.А. Морозов, А.Ю. Харитончук ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РФ 330
Л.А. Нестерова, О.В. Малоземова ИЗМЕНЕНИЕ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ ТИХВИНСКО-ВЕПСОВСКОЙ ПРОВИНЦИИ В ГОЛОЦЕНОВЫЕ ХРОНОСРЕЗЫ 331
С.Б. Николаева, Д.С. Толстобров ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОЗЕР СЕВЕРО-ВОСТОКА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА КАК ИНДИКАТОРЫ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ 333
П.А. Никольский, В.В. Питулько ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ЧИСЛЕННОСТИ БИЗОНОВ ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И НАЧАЛЕ ГОЛОЦЕНА..... 335
А.А. Никонов О ПРИЗНАКАХ ОБИТАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ЧЕЛОВЕКА В ВОСТОЧНО-БАЛТИЙСКОЙ ОБЛАСТИ 337
А.А. Никонов, А. Лийва ОПОСРЕДОВАННОЕОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА РАЗМЫТОГО КУЛЬТУРНОГО СЛОЯ (МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ) ЛЮДЕЙ КАМЕННОГО ВЕКА НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА..... 339
Е.Ю. Новенко, О.В. Руденко, А.Н. Цыганов, Е.М. Волкова, К.В. Бабешко, И.С. Зюганова, Ю.А. Мазей ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА НА ЗАПАДЕ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТОРФЯНИКА «СЕЛИХОВО» (ОРЛОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) 341
Е.С. Новихина БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЫ ТРУКШИНА (ПОДНЯТИЕ МЕНДЕЛЕЕВА, СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН) 343
В.М. Новосельцева, Е.Б. Ощепкова К ПРОБЛЕМЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОЛИН РЕК ОСА И ОБУСА..... 345
Н.Д. Оводов К ВОПРОСУ ОБ ОТСУТСТВИИ В СИБИРИ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПОГРЕБЕНИЙ 347
Е.М. Осипова, Г.А. Данукалова МАЛАКОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ГОРНОВО (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ) 348
Е.Ю. Павлова, В.В. Иванова, Х. Мейер, В.В. Питулько ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ИСКОПАЕМЫХ ЛЬДОВ КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА СЕВЕРЕ НОВОСИБИРСКИХ ОСТРОВОВ И ЗАПАДЕ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ..... 349
М.Р. Павлова, А.А. Галанин, Н.А. Рудая ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАССИВА РАЗВЕВАЕМЫХ ПЕСКОВ – ТУКУЛАН КЫЗЫЛ-СЫРСКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ) 352
Т.*В. Пампура, Е.Ю. Новенко, Т.А. Владимирова, О.В. Зарубина, Н.В. Брянский, М. Мейли* РЕКОНСТРУКЦИЯ АТМОСФЕРННЫХ ВЫПАДЕНИЙ СВИНЦА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 7500 ЛЕТ В ЗОНЕ ЮЖНОЙ ТАЙГИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ 353
А.В. Панин ХРОНОЛОГИЯ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ РИТМОВ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ РУССКОЙ РАВНИНЫ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ 355

М.М. Пахомов, И.Л. Бородатый ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ДЕНДРОФЛОРЫ КАК ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА РАСЧЛЕНЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КВАРТЕРА ВЯТСКО-КАМСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ 357
Н.Ф. Петров, И.В. Никонорова, Н.А. Прокопьева О РОЛИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КВАРТЕРА В КЛАССИФИКАЦИИ СКЛОНОВ И ОЦЕНКЕ ИХ УСТОЙЧИВОСТИ 360
Т.Н. Пинчук, Т.Б. Микерина ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ В КВАРТЕРЕ 362
Н.М. Писарчук ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ В МУРАВИНСКОЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ 363
В.В. Питулько, Е.Ю. Павлова ПРИРОДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ В ЭПОХУ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И РАССЕЛЕНИЕ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА 365
Е.И. Полякова, Т.С. Клювиткина МИКРОВОДОРОСЛИ В ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ 367
Д.В. Пономарев, А.Ю. Пузаченко МОРФОТИПИКА ПЕРВОГО И ВТОРОГО ВЕРХНИХ МОЛЯРОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ КОПЫТНЫХ ЛЕММИНГОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ 370
Д.В. Пономарев, А.Ю. Пузаченко МОРФОЛОГИЯ ПЕРВОГО НИЖНЕГО МОЛЯРА УЗКОЧЕРЕПНЫХ ПОЛЕВОК ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА 371
В.И. Попков, О.Ю. Крицкая, А.А. Остапенко, И.Е. Дементьева, О.Н. Быхалова РОЛЬ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ МОРФОСТРУКТУРЫ ЮЖНОГО СКЛОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА 372
А.Н. Попов, Б.В. Лазин, Ю.А. Микишин, Х.А. Арсланов РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОЛИТИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА «БОЯРИН-6», ОСТРОВ РУССКИЙ 374
В.К. Попов, А.Н. Попов, Е.А. Ноздрачев НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ ИЗ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ЛУЗАНОВОЙ СОПКИ (ОЗ. ХАНКА, ПРИМОРЬЕ) 376
Н.Н. Попова ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ Р. ЕНИСЕЙ (ПРИУСТЬЕВАЯ ЧАСТЬ Р. НИЖНЯЯ ТУНГУСКА) 378
Г.А. Постоленко, Н.В. Макарова ЭРОЗИОННЫЕ ЦИКЛЫ И СВОЙСТВА ИХ АЛЛЮВИЯ 380
Ю.И. Прейс, Г.В. Симонова, В.А. Бобров РЕКОНСТРУКЦИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА, РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДАТИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КИРЕК (ПОДТАЙГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ) 382
Т.Г. Прошина, В.М. Колямкин ПРОБЛЕМАТИЧНАЯ ВОДОРОСЛЬ В ОТЛОЖЕНИЯХ КАЙНОЗОЯ КЫЗЫЛСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ТЫВА) 384
Н.Г. Разжигаева, Л.А. Ганзей, Х.А. Арсланов, Л.М. Мохова, Т.Р. Макарова, А.М. Паничев, Е.П. Кудрявцева, А.Ю. Петров, А.А. Старикова РЕКОНСТРУКЦИЯ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ ШКОТОВСКОГО ПЛАТО В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ЛАРЧЕНКОВА БОЛОТА 385
С.В. Рассказов, Сунь Иминь, Уын Сяосюе, И.С. Чувашова СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ, СИБИРИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИИ ХЭЙЛУНЦЗЯН, КИТАЙ 387
Е.О. Роговской, С.А. Когай СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ КУЛЬТУРНЫХ ОСТАТКОВ НА ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ОБЪЕКТАХ ИРКУТСКА 389
О.Ю. Рождественский, О.В. Яшина НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ФАУНЕ КАМЧАТКИ 391
Ф.А. Романенко ФОРМИРОВАНИЕ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА В ГОЛОЦЕНЕ 393
А.В. Романова ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОХОТСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР 395
Д.А. Рубан ХАОТИЧЕСКИЙ ЭПИКАРСТ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА: РАЗНООБРАЗИЕ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ 396
О.В. Руденко, В.В. Енина, Я.С. Овсепян, Е.Е. Талденкова, Х.А. Баух ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ: ПРИМЕНЕНИЕ В РЕКОНСТРУКЦИЯХ ПАЛЕОСРЕДЫ ГОЛОЦЕНА 398
А.В. Русаков, А.А. Никонов, Л.А. Савельева, А.Н. Симакова, Ф.Е. Максимов, В.Ю. Кузнецов, М.А. Коркка, В.Б. Савенко, А.А. Старикова ХРОНОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЧЕРЕМОШНИК (ЯРОСЛАВСКОЕ ПОВОЛЖЬЕ) НА ОСНОВЕ НОВОЙ СЕРИИ АБСОЛЮТНЫХ ДАТИРОВОК, ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ 400
Г.Г. Русанов ЭВОРЗИОННЫЕ КОТЛОВИНЫ В ДОЛИНЕ КАТУНИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) 402
Г.Г. Русанов, Е.В. Деев ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАЛЫХ ДЕПРЕССИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ 405
Ю.В. Рыбьякова, С.А. Горбаренко ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЯПОНСКОМ МОРЕ И НА ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШЕ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 75 ТЫСЯЧ ЛЕТ 407
Ю.В. Рыжов, В.А. Голубцов, Д.В. Кобылкин, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, А.А. Старикова РАЗВИТИЕ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В СЕЛЕНГИНСКОМ СРЕДНЕГОРЬЕ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ 409
Т.Б. Рылова, И.Е. Савченко ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СМОЛЕНСКИЙ БРОД 411
A.S. Savvaitov, G.I. Konshin DID THE LASTFENNOSCANDIAN CONTINENTAL ICE SHEET REACH WHETHER WESTERN KURZEME (LATVIA) DURING PANDIVERE AND PALIVERE STAGES? 413
П.Ю. Савельева, А.А. Мистрюков ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДОЛИН РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ) НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ПРОДОЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕРРАС (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ) 415

Т.В. Сапелко, Д.Д. Кузнецов, А.В. Лудикова, Н.Ю. Корнеенкова, А.О. Смоленский, К.В. Шеманаев ДИНАМИКА УРОВНЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВНЫХ ОЗЕР ... 417
В.А. Сарана, С.Н. Тимирева, Ю.М. Кононов ДИНАМИКА ОЛЕДЕНЕНИЯ ПЛАТО ПУТОРАНА ОТ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО МАКСИМУМА ДО МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА ... 419
С.А. Сафарова БИОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОКЛИМАТ ЮЖНОЙ СИБИРИ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ ... 420
Ю.В. Саядян ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ДРЕВНЕМУ ГОРНОМУ ОЛЕДЕНЕНИЮ АРМЕНИИ ... 422
А.А. Свиточ СОБЫТИЙНЫЙ АНАЛИЗ ИСТОРИИ БОЛЬШОГО КАСПИЯ В СИСТЕМЕ ЯРУСОВ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ ... 423
С.Н. Седов, А.В. Русаков, В.С. Шейнкман ПАЛЕОПОЧВЫ СТАДИИ МИС3 (GLEYSOLS И HISTOSOLS) ПАЛЕОКРИОГЕННОЙ ОБЛАСТИ НА СЕВЕРЕ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ШИРОТНАЯ ЗОНА ГИДРОМОРФНОГО ПЕДОГЕНЕЗА? ... 426
Е.Ю. Семеней, А.А. Щетников, Ф.И. Хензыхенова ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ТУНКИНСКОГО РИФТА: КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ... 428
А.В. Сергеев ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНОГО МАТЕРИАЛА УДМУРТИИ ... 430
И.С. Сергеев СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ФРАКТАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС ... 432
А.О. Сизикова, В.С. Зыкина КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВ ПРИОБСКОГО ЛЁССОВОГО ПЛАТО И ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ ... 434
Е.А. Слагода, О.Л. Опокина, К.А. Попов, П.Т. Орехов К РЕКОНСТРУКЦИИ КРИОГЕННЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ... 435
В.А. Снытко, Ю.В. Рыжов ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТВОРЧЕСТВА ВИКТОРА БОРИСОВИЧА СОЧАВЫ ... 437
И.Д. Стрелецкая, Д.Г. Шмелев СЛЕДЫ СУЩЕСТВОВАНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ ... 438
Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская, В.А. Костомаха, Г.М. Немцова ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА И ЭКОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРА И ЮГА РУССКОЙ РАВНИНЫ ... 441
Н.Г. Судакова, Г.М. Немцова ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛЯЦИОЛИТОСИСТЕМ В ДРЕВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ ... 443
Л.С. Сырых, Л.Б. Назарова, О.В. Палагушкина РЕКОНСТРУКЦИЯ КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ БЕРИНГИИ (ДЕЛЬТА Р. КОЛЫМЫ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ХИРОНОМИДНОГО АНАЛИЗА ... 445
П.А. Сюткин, В.Л. Погодина, Е.В. Сюткина ФОРМИРОВАНИЕ И ДИНАМИКА ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВНЫХ ГЕОСИСТЕМ ФИНСКОГО ЗАЛИВА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ ... 447
Е.В. Сюткина, Л.А. Нестерова, П.А. Сюткин ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПРИРОДНЫЙ ЗАКАЗНИК РЕГИОНАЛЬНОГО ЗНАЧЕНИЯ «ЮЖНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ НЕВСКОЙ ГУБЫ». ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННОГО ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ... 448
Э.В. Табунс, М.Ю. Никитин, К.А. Кукса, Дж.Л. Бейкер, С.Б. Левченко, Ф.Е. Максимов, В.Ю. Кузнецов РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ТРАВЕРТИНООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ПУДОСТСКОГО ПАЛЕООЗЕРА (СЗ РОССИИ) ... 450
Е.Н. Тагиева КЛИМАТ И ДИНАМИКА ГРАНИЦ ВЫСОТНЫХ ПОЯСОВ ЮЖНОГО КАВКАЗА (В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНА) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ... 451
Т.Т. Тайсаев, С.С. Леонова НЕФРИТОВЫЕ ВАЛУНЫ И ИСТОКИ НЕФРИТОВОЙ КУЛЬТУРЫ НАРОДОВ АЗИИ И АМЕРИКИ ... 453
В.И. Ташак, Ю.Е. Антонова МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ ЭПОХИ ПАЛЕОЛИТА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ ПРИ ВЫБОРЕ МЕСТ СТОЯНОК (ПО МАТЕРИАЛАМ ПОДЗВОНКОЙ) ... 455
Арк.В. Тевелев КЛИМАТИЧЕСКИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РЕЧНЫХ ТЕРРАС И ДРЕНАЖНЫХ БАССЕЙНОВ ... 457
Арк.В. Тевелев, Г.Н. Шилова, И.А. Прудников, А.О. Хортылев, Ал.В. Тевелев ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО УРАЛА ... 459
А.С. Тесаков, В.В.Титов, А.А. Бондарев, А.Н. Симакова, М.В. Сотникова, М.В. Синица, П.Д. Фролов, К.В. Домогацкая БИОЗОНАЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ АЗИИ: РАЗВИТИЕ И ДЕТАЛИЗАЦИЯ ... 461
Д.С. Толстобров, А.Н. Толстоброва, В.В. Колька, О.П. Корсакова ДРЕВНИЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОДНЯТИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ-ГОЛОЦЕНЕ ... 463
А.Н. Толстоброва, Д.С. Толстобров, О.П. Корсакова, В.В. Колька, Н.Е. Зарецкая ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛОТТИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН) ... 465
С.С. Трофимова ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАУРАЛЬЯ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ДАННЫМ ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА) ... 467
А.И. Улитко КОРРЕЛЯЦИЯ НЕКОТОРЫХ ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ РЕКИ ЧУСОВАЯ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ ... 469

Н.Н. Ухова, Т.Г. Рященко, Д.В. Кобылкин ОТЛОЖЕНИЯ ПЕЩЕРЫ ГОРОМЭ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА ... 471
Т.В. Фадеева, П.А. Косинцев ГОЛОЦЕНОВЫЕ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ (LIPOTYPHLA, CHIROPTERA, LAGOMORPHA, RODENTIA) ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ ... 473
Г.Б. Федоров, Л.А. Савельева, Н.Ю. Бобров, Д.Ю. Большиянов, С.С. Крылов, А.Г. Федоров, А.В. Титов, А.А. Черезова ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ И ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ НА ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ ... 475
П.Д. Фролов, С.В. Куршаков ПРЕСНОВОДНАЯ ФАУНА РАННЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ: ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ... 477
Г.А. Халилов ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ АЗЕРБАЙДЖАНА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ ... 478
И.М. Хорева ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ В КВАРТЕРЕ ... 481
W. Zech, D. Andreeva, M. Dippold, N. Tsydenova, V. Tashak, H. Piezonka, D. Tumen, B. Glaser BIOGEOCHEMICAL PROPERTIES OF ANTHROPOGENETIC SOILS ALONG A CLIMATIC TRANSECT FROM TRANSBAIKALIA TO EASTERN MONGOLIA ... 482
В.В. Чегис, А.Ю. Казанский ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА БЕЛЫЙ ЯР (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ) ... 483
А.Л. Чепалыга, А.К. Маркова, Т.А. Садчикова, В.М. Трубихин, Т.В. Светлицкая ДЕТАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ОЛДОВАНСКИХ СТОЯНОК ЮГА РОССИИ ... 485
А.А. Чубур ЛАНДШАФТНАЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ КАТАСТРОФА КАК СПУСКОВОЙ МЕХАНИЗМ ВЫМИРАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ МЕГАФАУНЫ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ ... 487
В.Г. Чувардинский ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ И ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЕ ПЕРИОДЫ. ТРИУМФ ЛЕДНИКОВОГО УЧЕНИЯ ИЛИ ПУТЬ К ЕГО РАЗВЕНЧАНИЮ? ... 489
И.С. Чувашова, Сунь Иминь, Уын Сяосюе, С.В. Рассказов, Т.А. Ясныгина СМЕНА ИСТОЧНИКОВ В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ ЛИНИИ УОХУШАН-УЭЙШАН, УДАЛЬЯНЧИ, КИТАЙ ... 491
О.Г. Шарова, Е.В. Безрукова, А.А. Щетников, П.П. Летунова, Н.В. Кулагина, Е.В. Иванов, И.А. Филинов, О.В. Левина, Е.В. Кербер ЛАНДШАФТЫ И КЛИМАТ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ ... 493
А.А. Шейков ДОЛИНА РЕКИ ПАЛЕО-БЕЙСУГ В АКВАТОРИИ АЗОВСКОГО МОРЯ ... 494
В.С. Шейнкман, А.Д. Писарев ДАТИРОВНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХОТЛОЖЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ТЛ-МЕТОДА: ПРИНЦИПИАЛЬНО НОВЫЙ ПОДХОД И ТЕХНОЛОГИЯ ... 496
В.С. Шейнкман, В.М. Плюснин ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПОДХОДЫ ... 500
С.М. Шик О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АККУМУЛЯЦИИ У КРАЯ МАТЕРИКОВЫХ ЛЕДНИКОВ ... 504
С.М. Шик, А.К. Агаджанян, Ю.И. Иосифова, А.К. Маркова, В.В. Писарева, В.В. Семенов, А.С. Тесаков ПРОЕКТ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРА И ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ... 505
С.М. Шик, А.К. Агаджанян, Ю.И. Иосифова, В.В. Писарева, В.В. Семенов, А.С. Тесаков ПРОЕКТ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ГЕЛАЗИЯ (ПАЛЕОПЛЕЙСТОЦЕНА) ЦЕНТРА И ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ... 507
В.К. Шкатова ОБЩАЯ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПОЛЯРНОСТИ КВАРТЕРА – 2015 ... 509
В.К. Шкатова, А.А. Шейков РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМЫ КВАРТЕРА КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА ... 511
А.В. Шпанский ВОПРОСЫ ПАЛЕОЗООГЕОГРАФИИ НОСОРОГА МЕРКА (STEPHANORHINUS KIRCHBERGENSIS JAGER 1839) (*RHINOCEROTIDAE, MAMMALIA)* ... 513
А.В. Шпанский, А.В. Пугачёва СЛУЧАИ ПАТОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРАСТАНИЙ НА МЕТАПОДИАЛЬНЫХ КОСТЯХ ПАРНОКОПЫТНЫХ, ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ... 516
Н.А. Шполянская ЗАПАДНЫЙ И ВОСТОЧНЫЙ СЕКТОРЫ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ. РАЗВИТИЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ В СИСТЕМЕ ШЕЛЬФ–СУША ... 518
В.Е. Щелинский, А.С. Тесаков, В.В. Титов, А.Н. Симакова, П.Д. Фролов, С.В. Куршаков О ВОЗРАСТЕ, ПАЛЕОЭКОЛОГИИ И КУЛЬТУРНО-СТАДИАЛЬНОЙ АТРИБУЦИИ РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ СТОЯНКИ КЕРМЕК В ЮЖНОМ ПРИАЗОВЬЕ ... 520
Т. Щипек, В.А. Снытко, И.Н. Алешина ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ СИЛЕЗСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (ПОЛЬША) ... 523
Н.Л. Энна, А.Н. Письменный СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ И ТЕРСКО-КУМСКОЙ АЛЛЮВИАЛЬНО-МОРСКИХ РАВНИН (ВОСТОЧНОЕ ПРЕДКАВКАЗЬЕ) ... 524
В.П. Юрковец ЛАДОЖСКАЯ ИМПАКТНО-ВУЛКАНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КАК ОСНОВНОЙ ИСТОЧНИК ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПЕПЛОВ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ ... 526
Т.А. Янина, А.А. Свиточ, Д.С. Хомченко МОЛЛЮСКИ РОДА DIDACNA – БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА КОРРЕЛЯЦИИ СОБЫТИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТА И КАСПИЯ ... 528
Я.Д. Яржембовский, А.А. Макарьев, Е.А. Гусев, Н.В. Куприянова, А.А. Крылов НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ ПО СТРОЕНИЮ РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИТАЙМЫРСКОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ И ЕГО БЕРЕГОВ (РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ МАСШТАБА 1:1 000 000 ЛИСТОВ S-44,45) ... 530

Научное издание

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА,
ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ
ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Материалы IX Всероссийского совещания
по изучению четвертичного периода
(г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.)

Технический редактор *А.И. Шеховцов*
Дизайнеры *И.М. Батова, Д.В. Кобылкин*

Подписано в печать 07.09.2015 г.
Формат 60x90/8. Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet.
Уч.-изд. л. 86,6. Усл. печ. л. 62,5. Тираж 250 экз. Заказ 697.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1