СОВРЕМЕННАЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ

XV ВСЕРОССИЙСКОЕ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

Геленджик 2012

ФГБУН Геологический институт РАН
ФГБОУ ВПО Кубанский Государственный Университет

ФГБУН Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка

Комиссия по Микропалеонтологии Проблемного совета при ОБН РАН

Российский Фонд Фундаментальных Исследований

СОВРЕМЕННАЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ

ТРУДЫ XV ВСЕРОССИЙСКОГО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

12-16 сентября 2012 года

Геленджик 2012

УДК 551.736.3(471.0)

ББК 26.323

М 48

Современная микропалеонтология. Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания (12-16 сентября 2012 г., Геленджик) Москва, 2012, 520с.

Сборник включает материалы XV Всероссийского Микропалеонтологического совещания «Современная микропалеонтология». Рассматривается развитие микробиоты под влиянием эволюционных и абиотических факторов. Освещены вопросы развития конодонтов палеозоя и раннего мезозоя, остракод фанерозоя, радиолярий от первого появления в кембрии до современных, спикул губок, фораминифер фанерозоя, известкового наннопланктона от мела до современных, диатомовой флоры кайнозоя, палиноморф, проблематики и других микроископаемых. Рассмотрены проблемы установления и обоснования стратиграфических границ по ископаемым микроорганизмам, как индикаторам среды обитания и происхождения жизни на Земле.

Сборник рассчитан на широкий круг геологов, стратиграфов и палеонтологов.

Редколлегия:
Акад. Федонкин М.А., д.г.-м.н. Алексеев А.С., д.г.-м.н. Вишневская В.С., д.г.-м.н. Попков В.И., к.г.-м.н. Горева Н.В., к.г.-м.н Орешкина Т.В., к.г.-м.н Тесакова Е.М., к.г.-м.н Филимонова Т.В., к.г.-м.н Щербинина Е.А.

Отв. редакторы:
Вишневская В.С., Горева Н.В., Филимонова Т.В.

Рецензенты: Копаевич Л.Ф. (МГУ), Орлова О.А. (МГУ), Сергеев В.Н. (ГИН РАН).

Публикуется при финансовой поддержке РФФИ по проекту № 12-05-06048

Modern micropaleontology. Proceedings of the XV All-Russian micropaleontological meeting (12-16 September 2012, Gelendzhik), Moscow, 2012, 520p.

The volume includes the proceeding of the XV All-Russian micropaleontological meeting "Modern micropaleontology." The questions addressed are: developement of conodonts of the Paleozoic and early Mesozoic, Phanerozoic ostracods, Radiolaria from the first appearance in the Cambrian to modern, sponge spicules, Phanerozoic foraminifera, calcareous nannoplankton from the Cretaceous to modern, Cenozoic diatoms, palynomorphs, as well as other microfossil perspectives. The problems of establishing and substantiating the stratigraphic boundaries based on microfossil and modern micro-organisms as indicators of habitat and the origin of life on Earth is examined.

The book can be used by geologists, stratigraphieres, and paleontologists.

Editorial Board:
Fedonkin M.A., Alekseev A.S., Vishnevskaya V.S., Popkov V.I., Goreva N.V., Oreshkina T.V., Tesakova E.M., Filimonova T.V., Shcherbinina E.A.

Editors:
Vishnevskaya V.S., Goreva N.V., Filimonova T.V.

Reviewers: Kopaevich L.F. (MSU), Orlova O.A. (MSU), Sergeev V.N. (GIN RAS).

ISBN 978-5-8209-0812-5

Коллектив авторов, 2012
ГИН РАН, 2012
КубГУ, 2012

ОБЩИЕ ДОКЛАДЫ

ПРЕДИСЛОВИЕ: от XIV к XV ВСЕРОССИЙСКОМУ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОМУ СОВЕЩАНИЮ

Изучение ископаемых микрофоссилий является непременной составной частью фундаментальных научных исследований в области микропалеонтологии, а значение микроорганизмов как показателей экологических изменений, происходивших в современных и древних морских и пресноводных бассейнах, возрастает с каждым годом. Исследования в области микропалеонтологии в последние годы набирают темпы. Об этом свидетельствует проведение 14-ти Всероссийских Микропалеонтологических совещаний, начиная с 1954 года. В работе последнего XIV Всероссийского Микропалеонтологического совещания, которое состоялось в 2008 году в г. Новосибирск, приняло участие 85 специалистов из 14 городов России. Заочное участие в работе конференции (публикация научных статей) приняли сотрудники различных геологических учреждений России, Грузии, Армении, Белоруссии, Украины, Казахстана. Было заслушано 62 устных и 33 стендовых докладов на пленарных и секционных заседаниях. К началу XIV Всероссийского микропалеонтологического Совещания были опубликованы Материалы в спецвыпуске журнала «Новости палеонтологии и стратиграфии» (№10-11), издающегося в качестве приложения к журналу «Геология и геофизика»; в этом выпуске опубликовано 138 научных статей, общим объемом 58 печатных листов.

XV Всероссийское Микропалеонтологическое совещание «Современная микропалеонтология» проводится в г. Геленджик, на базе филиала КубГУ, с 12 по 16 сентября 2012 года. Организаторами XIV Всероссийского Микропалеонтологического совещания являются Геологический институт РАН, ФГБОУ ВПО Кубанский Государственный Университет, Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова.

Труды XV Всероссийского Микропалеонтологического совещания «Современная микропалеонтология» содержат 135 статей по пленарным, секционным и стендовым докладам. Для обсуждения были заявлены микропалеонтологические материалы от делегатов из России, 3 стран СНГ и 4 зарубежных стран: России (161), Белоруссии (6), Украины (5), Грузии (1) и Германии (6), Канады (2), США (2), Израиля (2). В работе XIV Всероссийского Микропалеонтологического совещания «Современная микропалеонтология» принимают участие более 200 ведущих ученых из разных городов России.

В настоящем сборнике представлены материалы 185 делегатов, среди которых 1/3 составляют студенты, магистранты, аспиранты и молодые сотрудники. Совещание проводилось в рамках нескольких сессий: 1. Общие доклады 7. 2. Фораминиферы - 40. 3. Конодонты - 8. 4. Остракоды - 10. 5. Радиолярии и спикулы губок - 12. 6. Наннопланктон - 6. 7. Водоросли - 16. 8. Палиноморфы - 24. 9. Проблематические остатки и другие группы микрофауны - 11.

Проведение XIV Всероссийского Микропалеонтологического совещания имеет важное значение для развития фундаментальной отечественной науки, открывая молодым специалистам широкие возможности для обучения, усовершенствования своих знаний, обмена опытом и установления научных контактов с учеными по своей специализации, а также для получения новой информации о научных достижениях в области микропалеонтологии.

Председатель комиссии по микропалеонтологии
Проблемного совета при Отделении Биологии РАН
докт. геол-мин. наук Вишневская В.С.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕООБСТАНОВОК В ПРОЛИВЕ ФРАМА (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 190 ТЫС. ЛЕТ ПО ИЗВЕСТКОВОМУ ПЛАНКТОНУ

Былинская М.Е., Головина Л.А.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: marina.012@mail.ru

PALEOENVIRONMENTS IN THE FRAM STRAIT, NORTH ATLANTIC, DURING THE LAST 190 ka RECONSTRUCTED FROM CALCAREOUS PLANKTON

Bylinskaya M.E., Golovina L.A.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, e-mail: marina.012@mail.ru

Для изучения глобальных изменений климата четвертичного периода чрезвычайно важно исследование арктического бассейна и субарктической части Атлантики, так как эти районы влияют на формирование циркуляции океанических вод и, через альбедо, на глобальный энергетический баланс. Климатические колебания проявляются здесь наиболее отчетливо, отражая изменения объема и площади льдов на прилегающей суше.

В рамках выполнения программ фундаментальных исследований Отделения наук о Земле и Международного полярного года в 2006 г. был выполнен 24-й рейс НИС «Академик Николай Страхов». Он проходил в северной части Норвежско-Гренландского бассейна и имел целью исследование геологических структур Гренландско-Шпицбергенского плато, хребта Книповича, континентального склона и шельфа архипелага Шпицберген. Помимо батиметрических и геофизических исследований в этом рейсе были подняты несколько колонок донных осадков.

Материалом для данной работы послужил карбонатный планктон из осадков двух колонок AS2417 (78°14,79' с.ш., 05°45,75' в.д., глубина моря 1568 м) и AS2427 (78°08,14' с.ш., 06°30,12' в.д., глубина моря 1598 м), поднятых глубоководной гравитационной трубкой в проливе Фрама с западного борта хр. Книповича. Хребет Книповича протягивается на 550–600 км к юго-западу от Шпицбергена и является северным окончанием системы срединных хребтов Атлантического океана. Пролив Фрама соединяет Атлантический океан с Арктическим бассейном и является основным путем, по которому совершается тепло- и водообмен между Арктикой и Мировым океаном. В системе течений пролива доминируют холодное Восточно-Гренландское, несущее арктические воды в Атлантику в западной части пролива, и теплое Западно-Шпицбергенское течение на востоке, являющееся источником атлантических вод для акватории Арктики. Непосредственно над исследованным районом проходит одна из ветвей поверхностного теплого Западно-Шпицбергенского течения, являющегося продолжением Северо-Атлантического течения [6].

Осадки изученных колонок длиной 350 см и 262 см представляют собой переслаивание коричневатых и серых глин, содержащих различное количество материала ледового разноса. Образцы отбирались через каждые 2-3 см разреза. В каждом образце подсчитывалось количество фораминифер на 1 г сухого осадка, минеральных зерен размером >250 мкм и вес песчаной фракции >100 мкм. В данном районе на таких глубинах вся песчаная фракция является материалом ледового и айсбергового разноса (IRD). Помимо этого, в интервалах с высокой биопродуктивностью изучался наннопланктон. Радиоуглеродные AMS датировки были получены по раковинам планктонных фораминифер *Neogloboquadrina pachyderma* sin в лаборатории Keck Carbon Cycle AMS Facility университета Калифорнии.

Содержание микрофауны и флоры в осадках колонок очень сильно варьирует. В разрезе выделяются несколько интервалов высокой продуктивности микропланктона (HP), разделенные зонами, чрезвычайно обедненными органическими остатками. По совокупности полученных фактических данных в колонках выделены интервалы, соответствующие стадиям изотопно-кислородной шкалы, обозначенные как MIS (marine isotope stages).

MIS 1. Большая часть голоцена, соответствующая MIS 1, в разрезах отсутствует, возможно, из-за вымывания верхнего полужидкого слоя осадков из трубки.

MIS 2 (11–24 тыс.л.) в изученных колонках отмечена одним из самых больших пиков содержания IRD и первым максимумом высокой продуктивности планктона. Согласно полученным AMS датировкам по колонке AS2417, этот верхний в разрезе интервал HP имеет возраст от 17,9 до 23,6 тыс. лет, т.е. примерно соответствует последнему ледниковому максимуму. Ранее уже отмечалось [2, 4] присутствие в это время в проливе Фрама сезонно свободных от льда вод, однако состав планктона необычно тепловоден для этих широт. Наряду с обилием полярной *N. pachyderma* sin здесь найдены единичные *Globorotalia scitula, G. crassaformis, Globigerina falconensis,* которые не обитают в проливе Фрама в настоящее время. В основании пика продуктивности встречен один экземпляр *Globigerinoides ruber.* Последний вид распространен в субтропических и тропических широтах и обитает в самых верхних слоях океанических вод, поэтому его присутствие в исследуемом районе может быть связано с транспортировкой водами Западно-Шпицбергенского течения. Однако свидетельства столь мощного усиления этой ветви Северо-Атлантического течения до сих пор не были зафиксированы в таких высоких широтах. Среди наннофоссилий в этом интервале определены *Emiliania huxleyi, Coccolithus pelagicus, Helicosphaera carteri* и *Gephyrocapsa* spp. Таким образом, во время максимума последнего, валдайского оледенения, когда Шпицберген был покрыт ледником, покрывавшим в том числе шельф [7], западнее его в проливе Фрама существовала сильная меридиональная циркуляция поверхностных вод, приводившая к свободным ото льда условиям и высокой продуктивности планктона.

MIS 3-4 (24–71 тыс.л.). Стадии 3 и 4 в колонках не расчленены. Они характеризуются довольно большим, но сильно варьирующим по величине приносом IRD и отсутствием массового известкового планктона. Потеплению около 30 тыс.л.н., сопровождавшемуся таянием ледников, возможно, соответствует пик материала ледового разноса. Чрезвычайно малое содержание микропланктона в осадках этого интервала подтверждает вывод [5] о хорошей сохранности карбонатов в холодные периоды и их повышенном растворении в теплые в Арктике и приполярной Атлантике. Еще одно событие увеличения IRD, зафиксированное в этом интервале, предположительно соответствует возрасту 40-50 тыс.л.н. [4].

MIS 5 (71–127 тыс.л.). Отложения стадии 5 в полном объеме вскрываются в колонке AS2427. Подразделения MIS 5a и 5e маркируются присутствием бентосной *Pullenia bulloides,* которая в изученном районе известна только из этих интервалов [3, 4]. Внутри стадии 5 фиксируются несколько пиков высокой продуктивности планктона, чередующиеся с эпизодами, обедненными органическими остатками, что позволяет выделить все подстадии MIS 5a-e. Распределение IRD в этом интервале неравномерно. Большой принос ледового и айсбергового материала происходил в верхней половине интервала с пиками в MIS 5a и 5c, что говорит о периодически открытом морском режиме в западной части пролива Фрама. В основании MIS 5a встречена одна раковина *Globigerinoides ruber.* Нижняя половина MIS 5 характеризуется очень низким содержанием IRD, что в сочетании с отсутствием планктона позволяет сделать вывод о наличии постоянного льда во время MIS 5d. MIS 5e соответствует последнему

межледниковью, которое в других районах проявляется как очень теплый интервал, сравнимый с голоценом, а иногда превосходящий его по климатическим характеристикам. Однако в колонках из субполярной Атлантики это потепление выражено слабее [4, 7]. В колонке AS2417 присутствуют осадки только MIS 5a-c, остальная часть этой стадии приходится на перерыв осадконакопления, который мог возникнуть в результате сейсмического события на хр. Книповича.

MIS 6 (127–186 тыс.л.) выделяется только в колонке AS2417 ниже стратиграфического перерыва. Осадки содержат три больших продуктивных горизонта и один меньший. Интервал характеризуется высоким содержанием IRD, что свойственно отложениям стадии 6 в проливе Фрама [4, 7]. В верхнем HP слое из относительно тепловодного планктона определены единичные раковины *Globigerinita glutinata, Globigerina falconensis, G. bulloides* и *G. calida* juv. Наннопланктонные виды включают *Emiliania huxleyi, Coccolithus pelagicus, Gephyrocapsa* spp. и *Ceratolithus cristatus* (!). Следующий HP горизонт содержит фораминифер *G. falconensis, G. bulloides, G. quinqueloba* и *G. truncatulinoides* juv. (последний найден в препарате для изучения наннопланктона). Наконец третий сверху в этом интервале HP слой отмечен присутствием отдельных раковин *G. falconensis* и *G. bulloides.* Соотношение распределения карбонатного планктона и материала ледового разноса в этой стадии чрезвычайно напоминает аналогичные кривые для колонки PS1535, расположенной чуть западнее на той же широте [7]. Хотя определение возраста для этой части колонки AS2417 затруднительно из-за отсутствия возрастных датировок, нам представляется, что описываемый интервал относится к стадии 6, в том числе из-за большего количества IRD по сравнению с верхними горизонтами, отсутствию в комплексах *Pullenia bulloides,* и сходства с соответствующим интервалом колонки PS1535. Стадия 6 соответствует верхней части заальского оледенения. Наличие горизонтов с обильным известковым планктоном свидетельствует о существовании условий, свободных от льда, и притоке атлантических вод трижды в MIS 6.

MIS 7. Самый нижний слой колонки AS2417 с обильным комплексом фораминифер характеризуется меньшим количеством раковин по сравнению с остальными горизонтами HP, но отмечен присутствием самых тепловодных видов. Здесь определены единичные раковины *Globigerinoides ruber* и розовоокрашенной *Globigerina rubescens.* Самой северной точкой, в которой до сих пор отмечались представители розовоокрашенных *Gs. ruber* и *G. rubescens,* является скважина 410 DSDP (45°31' с. ш.) в Атлантическом океане [1]. Чрезвычайно низкое содержание IRD в осадках этого слоя говорит об отсутствии айсбергов и плавучих льдов в это время и указывает на межледниковые условия.

Таким образом, по имеющимся на настоящее время данным, осадки, вскрытые колонками AS2417 и AS2427, соответствуют времени последних примерно 190 тыс. лет. Присутствие горизонтов с обильным карбонатным планктоном во время оледенений и межстадиалов свидетельствует о существовании сезонно открытых вод в западной части пролива Фрама даже в самые холодные этапы позднечетвертичного времени, а находки отдельных раковин субтропических видов – о постоянном притоке атлантических вод в приполярные широты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А.* (2002). Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону // Москва: Научный мир.

2. *Dokken T. and Hald M.* (1996). Rapid climatic shifts during isotope stages 2–4 in the Polar North Atlantic // Geology. 24 (7). P. 599-602.

3. *Haake F.-W., Pflaumann U.* (1989). Late Pleistocene foraminiferal stratigraphy on the Voering Plateau, Norwegian Sea // Boreas. 18. P. 343-356.

4. *Hebbeln D. and Wefer G.* (1997). Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait // Paleoceanography. 12 (1). P. 65-78.

5. *Helmke J. and Bauch H.* (2002). Glacial–interglacial carbonate preservation records in the Nordic Seas // Global and Plan. Change. 33. P. 15–28.

6. *Saloranta T.M. and Haugan P.M.* (2004). Northward cooling and freshening of the warm core of the West Spitsbergen Current // Polar Res. 23 (1). P. 79–88.

7. *Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H., et al.* (2004). Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quater. Sci. Rev. V. 23. P. 1455–1483.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ЗОНАЛЬНЫХ СХЕМ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ, РАДИОЛЯРИЯМ И НАННОПЛАНКТОНУ (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Вишневская В.С.[1], Копаевич Л.Ф.[2], Овечкина М.Н.[3]

[1]Геологический институт Российской Академии наук, Москва, valentina@ilran.ru

[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, lfkopaevich@mail.ru

[3]Отделение геологии, школа сельскохозяйственных наук, наук о Земле и окружающей среде Университета КваЗулу-Натал, Дурбан, ЮАР; Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия; saccammina@gmail.com

CORRELATION OF UPPER CRETACEOUS FORAMINIFERAL, RADIOLARIAN AND NANNOPLANKTON ZONAL SCHEMES (EAST EUROPEAN PLATFORM)

Vishnevskaya V.S.[1], Kopaevich L.F.[2], Ovechkina M.A.[3]

[1] Geological institute of RAS, Moscow, valentina@ilran.ru

[2] Lomonosov Moscow State University, lfkopaevich@mail.ru

[3]Discipline of Geology, School of Agricultural, Earth and Environmental Sciences, University of KwaZulu-Natal, P. Bag X54001, Durban, 4000 South Africa; saccammina@gmail.com

Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, 123 Profsoyuznaya Str., Moscow, 117997 Russia

Верхнемеловые отложения пользуются широким распространением на Восточно-Европейской платформе. Биостратиграфия верхнемеловых отложений платформы и прилежащих регионов традиционно основана на западноевропейском макропалеонтологическом стандарте, что обусловлено сходством таксономического состава их позднемеловой морской биоты. Именно по этой причине территория платформы обычно включается в Европейскую палеобиогеографическую область [6]. В то же время структурный план платформы в позднем мелу был достаточно сложным, в связи с чем отдельные участки имели свои особенности, отразившиеся на составе микрофауны. Так, существуют интервалы, где известковые группы микрофауны отсутствуют и расчленение возможно только по кремневым – радиоляриям [2, 5] или, где комплексы фораминифер представлены только бентосными или планктонными фораминиферами, реже известковым наннопланктоном [7].

Традиционно при расчленении верхнемеловых отложений платформы использовались подразделения по бентосным фораминиферам. Это связано с их высоким таксономическим разнообразием и возможностью проследить эволюционные изменения в различных филогенетических ветвях. В то же время комплексы планктонных фораминифер (ПФ) характеризуются низким таксономическим разнообразием и незначительным количеством экземпляров каждого вида. Представители быстро эволюционирующих таксонов здесь отсутствуют или редки. В тоже время имеются интервалы, где комплексы ПФ становятся более разнообразными, содержат зональные виды шкалы Крымско-Кавказской области и других регионов Средиземноморья, что позволило выделить здесь слои, сопоставимые с традиционными планктонными шкалами. В составе верхнемеловых отложений ВЕП выделено 12 подразделений в ранге слоев [4]. При этом соотношение выделяемых подразделений с границами ярусов устанавливалось на основе сопоставления распространения в разрезах аммонитов, белемнитов, иноцерамов, а также бентосных фораминифер. Для некоторых интервалов наметилось сопоставление с подразделениями по радиоляриям.

В настоящее время назрела необходимость в составлении комплексной шкалы расчленения верхнемеловых отложений ВЕП по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону. Это не только сделает шкалу более надежной, но и значительно повысит ее корреляционный потенциал. Разработка подобной шкалы сделает возможной ее корреляцию как с Тетическими, так с бореальными и даже Тихоокеанскими регионами.

При этом ни в коем случае не следует исключать из внимания бентосные фораминиферы. Расчленение по ним является весьма детальным, хотя и должно постоянно корректироваться ортостратиграфическими группами.

Слои с фораминиферами: Слои с Hedbergella planispira установлены в пределах Воронежская антеклизы [9], а также в разрезах Прикаспийской впадины и Мангышлака [4]. Они соответствуют зоне Gavelinella cenomanica и части зоны Lingulogavelinella globosa по БФ [15].

Слои с Hedbergella holzli–Whiteinella archaeocretacea выделены в пограничных сеноман–туронских отложениях [4].

Слои с Marginotruncana pseudolinneiana выделяются в среднем туроне и сопоставляются с большей частью зоны Gavelinella moniliformis.

Слои с Marginotruncana coronata–M. renzi [9] отвечают верхней части зоны Gavelinella moniliformis и зоне Gavelinella kelleri по БФ.

Слои с Archaeoglobigerina cretacea соответствуют зоне Gavelinella thalmanni по БФ, которая в свою очередь сопоставлена с последовательностью средне–верхнеконьякских иноцерамовых зон Volviceramus koeneni–involutus–Magadyceramus subquadratus [8].

Слои с Globigerinelloides asper соответствуют нижнесантонским зонам по иноцерамам и зоне Gavelinella infrasantonica по БФ.

Слои с Globotruncana bulliodes соответствуют зонам Gavelinella stelligera по БФ и слоям с радиоляриями Crucella espartoensis–Alievium gallowayi. Следует отметить, что в Ульяновском и Саратовском Поволжье, начиная с середины сантона, комплексы ПФ характеризуются низким таксономическим разнообразием, уступая главенствующую роль радиоляриям.

Слои с Globotruncana arca совпадают с находками первых нижнекампанских белемнитов и отвечают зонам Gavelinella clementiana и Cibicidoides temirensis нижнего кампана, а также слоям с радиоляриями Lithostrobus rostovzevi–Archaeospongoprunum rumseyensis.

Слои с Globigerinelloides multispinus выделены по появлению вида-индекса (Копаевич, 2011).

Слои с Contusotruncana morozovae отвечают верхней части зоны Gavelinopsis monterelensis, а также зонам Globorotalites emdyensis и Angulogavelinella gracilis по БФ. Этот интервал отвечает также зоне Belemnitella langei и Bolivinoides draco miliaris [10].

Слои с Rugoglobigerina отвечают зонам Neoflabellina reticulata и Gavelinopsis complanata по БФ и зонам Belemnella lanceolata – B. sumensis.

Слои с Psedotextularia elegans выделяются на уровне зон Gavelinopsis praeacuta–Hanzawaia ekblomi и Neobelemnella kazimiroviensis.

Слои с радиоляриями: По радиоляриям выделяется 9 подразделений, которые могут быть сопоставлены с подразделениями по фораминиферам и наннопланктону (таблица).

Слои с Crucella messinae - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (сеноман) установлены в Брянской области, имеют крайне ограниченное географическое распространение, что вероятно связано с площадным размывом сеномана. Возраст определен по времени сосуществования видов-индексов [2, 15].

Слои с Crucella cachensis – Alievium superbum (турон) установлены в разрезе Соболевское, возраст определен по индекс-виду Alievium superbum, который для Калифорнийского побережья и Средиземноморья считается зональным туронским видом и первому появлению Crucella cachensis [1, 2, 16]. Слои хорошо коррелируются с наннопланктонной зоной CC 11 (таблица).

Слои с Alievium praegallowayi – Archaeospongoprunum triplum (коньяк) установлены в разрезе Соболевское и Чернетово. Эпиболь вида Archaeospongoprunum triplum характеризует нижнюю подзону коньякской зоны Alievium praegallowayi калифорнийской зональной шкалы Тихоокеанской провинции [12]. Совместное нахождение с Inoceramus kleini (Мьller), Cremnoceramus waltersdorfensis hannovrensis (Heinz) и C. deformis erectus (Meek) указывает на принадлежность к средней-верхней части нижнего коньяка [9]. Слои хорошо коррелируются с наннопланктонной зоной CC 13 (таблица).

Слои с Pseudoaulophacus floresensis - Archaeospongoprunum bipartitum (нижний сантон) установлены в опоках Тамбовской области Ограничение слоев проводится по исчезновению Archaeospongoprunum bipartitum, завершающего развитие в сантоне [2].

Слои с Crucella espartoensis–Alievium gallowayi (верхний сантон) выделены в разрезе Вишневое. Возраст слоев определен благораря индекс-виду радиоляриевой зоны Alievium gallowayi (сантон) [12].

Слои с Lithostrobus rostovzevi - Archaeospongoprunum rumseyensis (верхний сантон–нижний кампан) выделены в разрезе Вишневое. Радиоляриевая ассоциация слоев с L. rostovzevi - A. rumseyensis хорошо коррелируется с комплексом L. rostovzevi верхнего сантона–нижнего кампана Московской синеклизы [13].

Слои с Prunobrachium mucronatum (верхи нижнего кампана – низы верхнего кампана) установлены в разрезе Вишневое. В разрезе у пос. Шиловка Ульяновского Поволжья и хорошо коррелируются с комплексом 2 Волгоградского Поволжья [2] вероятно, являются эквивалентом интервала нижнекампанской наннопланктонной зоной Archangelskiella specillata [3, 14].

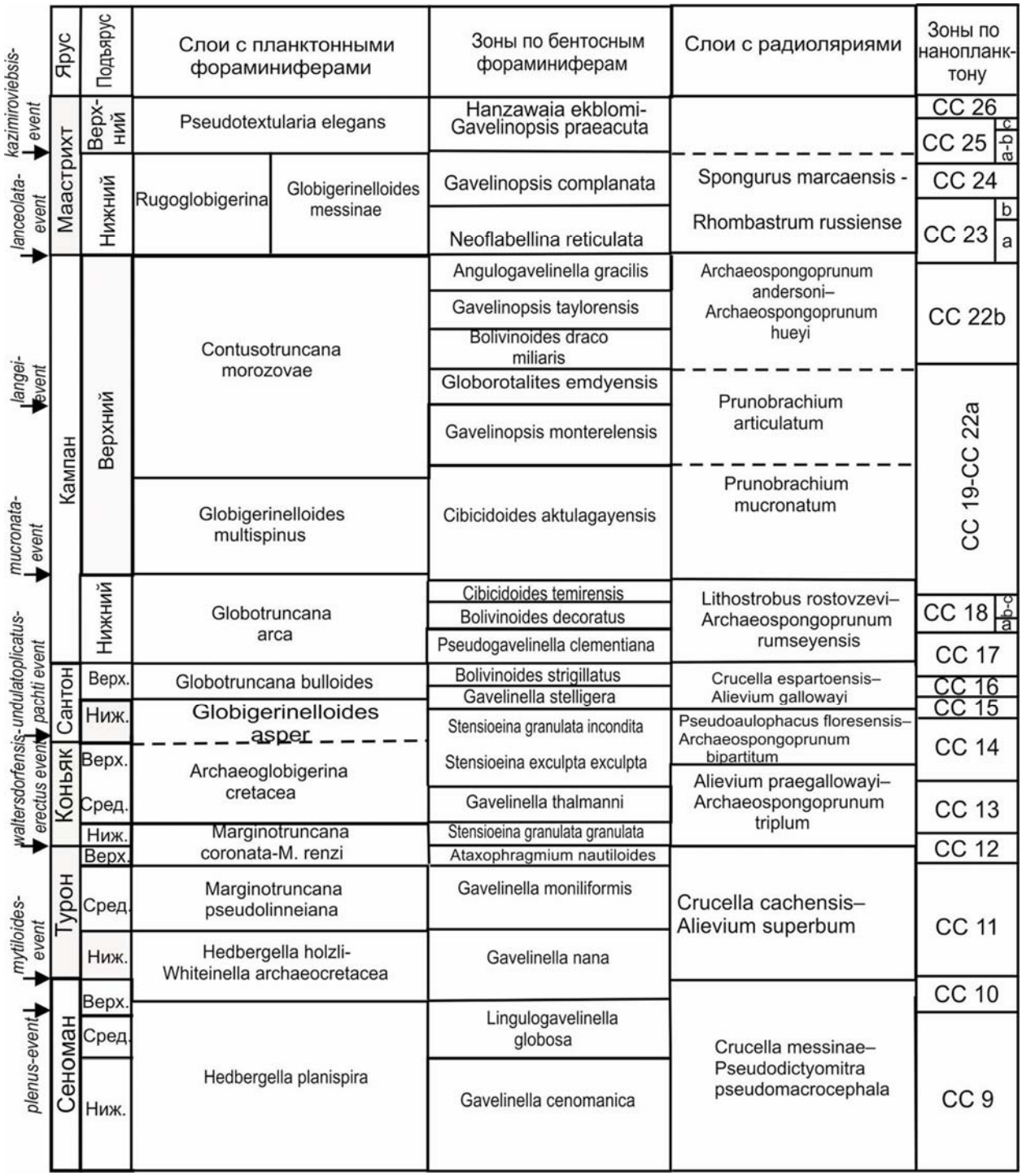
Слои с Prunobrachium articulatum (верхний кампан) хорошо прослеживаются в разрезах Русской плиты, Западной Сибири и Приполярного Урала, являясь прекрасным биостратиграфическим маркером терминальной части верхнего кампана [11].

Слои с Archaeospongoprunum andersoni - Archaeospongoprunum hueyi (верхний кампан – возможно, самые низы маастрихта) установлены в разреза Ефремово-Степановка. Возраст слоев - поздний кампан – возможно, самое начало маастрихта, согласно первому появлению Archaeospongoprunum andersoni Pessagno, последнему появлению вида Archaeospongoprunum hueyi Pessagno, завершающего свое существование в кампане [2]. Слои хорошо коррелируются с наннопланктонной зоной CC 22b (таблица).

Слои с Spongurus marcaensis - Rhombastrum russiense (низы маастрихта) установлены в разреза Ефремово-Степановка и датировы нижним маастрихтом [2]. Корреляция с зонами по наннопланктону дана в таблице.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Проблемы происхождения жизни и становления биосферы" и РФФИ (проект № 12-05-00196, № 12-05-00263 и № 12-05-00690).

Таблица. Корреляция с меловых зональных подразделений по планктонным, бентосным фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону, выполненная на примере разрезов верхнего мела Русской плиты.



ЛИТЕРАТУРА

1. *Вишневская Л.Ф., Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., и др.* (2006). Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба-сеномана и сеномана-турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 14. № 5. С. 42–63.

2. *Вишневская В.С.* (2010). Верхнемеловые радиолярии Восточно-Европейской платформы и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 18. № 6. С. 49-77.

3. *Дмитренко О.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П., и др.* (1988). Расчленение верхнемеловых отложений Ульяновского Поволжья по известковому наннопланктону, фораминиферам и белемнитам // Изв. АН СССР. Сер. Геол. № 7. С. 37-45.

4. *Копаевич Л.Ф.* (2011). Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная стратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструкции. Диссертация в форме научного доклада на соискание степени д. геол.-мин. наук. М., геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова. 59 с.

5. *Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С.* (2008). Роль микропалеонтологии в детальной стратиграфии (на примере фораминифер и радиолярий) // Бюлл. МОИП. Т. 83. № 5. С. 68-82.

6. *Найдин Д.П., Беньмовский В.Н., Копаевич Л.Ф.* (1984). Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. № 5. С. 3–15.

7. *Овечкина М.Н.* (2007). Известковый наннопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука. 352с.

8. *Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* (2003). Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 11. № 2. С. 75–101.

9. *Олферьев А.Г., Копаевич Л.Ф., Валащик И. и др.* Новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянская область) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2005. № 4. С. 3 – 16.

10. *Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С.* и др. (2008). Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, Т. 16. № 3. С. 47-74.

11. Практическое руководство по микрофауне. Радиолярии мезозоя. С.-Петербург: Недра, 1999, 272с.

12. *Pessagno E.A.* (1976). Radiolarian zonation and biostratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontol. Spec. Publ. № 2. 96 p.

13. *Vishnevskaya V.S. and De Wever P.* (1999). Upper Cretaceous Radiolaria from the Russian Platform (Moscow Basin) // Rev. Micropaleontologie. 1998, vol. 41, №3. P. 235 – 265.

14. *Vishnevskaya V.S., De Wever P., Baraboshkin E., et al.* New stratigraphic and paleogeographic data on Upper Jurassic to Cretaceous Radiolaria from the eastern periphery of the Russian Platform (Russia) // Geodiversitas. V. 21. № 3. P. 347 – 363.

15. *Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F.* (2008). Development of Foraminifers and Radiolarians across the crisis boundaries of Mesozoic. Bull. De l'Inst. Royal des Sc. Naturelles de Belgique, Science de la Terre, issue 78. P. 87-115.

16. *Vishnevskaya V.S., Djeric N. , Zakariadze G.S.* (2009). New data on Mesozoic Radiolaria of Serbia and Bosnia, and implications for the age and evolution of oceanic volcanic rocks in the Central and Northern Balkanides // Lithos. V. 108. P. 72-105.

ВАЖНЕЙШАЯ РОЛЬ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПОСТРОЕНИИ ЗОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ (ДОСТИЖЕНИЯ И УПУЩЕНИЯ)

Гладенков Ю.Б.
Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: gladenkov@ginras.ru

ESSENTIAL ROLE OF MICROPALEONTOLOGICAL DATA IN CREATION OF ZONAL STRATIGRAPHIC SCHEMES (ACHIEVEMENTS AND OMISSIONS)

Gladenkov Yu.B.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: gladenkov@ginras.ru

Зональная стратиграфия является одним из крупнейших достижений геологии. Она стала неотъемлемой частью геологических исследований с середины XIX века, когда появились работы А. Оппеля и других. Но ее роль особенно повысилась в первой половине XX века, когда произошло внедрение в геологическую практику (прежде всего в нефтяную геологию) микропалеонтологии. В СССР в это время возникло большое число микропалеонтологических ячеек. Ряд отечественных микропалеонтологов за участие в геолого-поисковых работах, в частности, во время Великой Отечественной Войны были отмечены высокими правительственными наградами. Заслуги отечественных специалистов неоднократно отмечались на Международных геологических конгрессах (С.Н. Наумова, Д.М. Раузер-Черноусова, В.Г. Морозова, Н.Н. Субботина и многие другие).

Д.М. Раузер-Черноусова была одним из первых специалистов-микропалеонтологов, кто в конце 1960-х годов обобщил опыт использования зональной стратиграфии [1]. Ее блестящая статья на эту тему до сих пор остается актуальной. В эти же годы вопросам зональной стратиграфии были посвящены многие интересные работы за рубежом (У. Аркелл, Д. Сигал, Х. Болли, У. Блоу и др.). В 1960-1970-е годы проявился очередной зональный бум - в связи с развертыванием глубоководного бурения в Мировом океане. Тогда был получен уникальный материал по зональной корреляции кайнозойских толщ на громадной территории Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Это выразилось в составлении зональных схем по планктонным фораминиферам, наннопланктонам, диатомовым и другим группам (У. Бергрен, В.А. Крашенинников, Е. Мартини, Д. Бакри, Л. Баркл и др.). Зоны стали неотъемлемой частью стратиграфических схем как глобального, так и регионального масштаба [2].

В настоящее время зональной стратиграфии посвящена громадная литература, а проблемы зонального расчленения древних толщ по разным палеонтологическим группам часто разбираются на специальных совещаниях и симпозиумах. Сейчас для расчленения ярусов фанерозоя (от кембрия до квартера) используются свыше 300 зональных подразделений. Правда, анализ литературы и опыт использования зональных категорий в практике показывают, что ряд вопросов выделения зон, их типизации и ранговости остаются дискуссионными. Конечно, многие вопросы постепенно снимаются, и значительная часть стратиграфов, исходя, прежде всего из своего опыта, успешно решает эти проблемы. Вместе с тем даже в работах последних лет встречаются заметные разночтения в трактовке зон и их практическом использовании. Часто забываются, например, принципиальные различия хронозон и биостратиграфических зон; редко обсуждаются проблемы соотношения зон и геостратиграфических (по Г.П. Леонову) подразделений; не анализируются отличия и сходство зон, выделяемых по планктонным и бентосным палеонтологическим группам, как и по монотаксонным и политаксонным сообществам; не раскрываются приемы обособления в отдельных разрезах экозон, тейль-зон и акме-зон; не подчеркиваются

отличия при выделении и корреляции зон разных типов (в частности, интервал-зон, комплексных и “оппель” зон); фактически почти не анализируется опыт картирования зон и проч.

В связи с этим в настоящее время часто возникает необходимость того, чтобы каждый автор специально разъяснял свою “зональную” позицию - как он понимает зоны, какого ранга границы зон проводит, почему признает или отрицает необходимость выделения стратотипов зон и т.д. Последовательная позиция в этих вопросах, конечно, выглядит всегда предпочтительнее. Но, видимо, наша не всегда зрелая стратиграфическая культура порой дает сбои, что на практике может в чем-то дискредитировать идею зонального расчленения. Тем не менее, приобретаемый опыт, определенная логика и здравый смысл в построении зональных схем, наверное, приближают нас к корректным представлениям о зональной стратиграфии - реальным возможностям ее использования, как в региональных, так и субглобальных корреляциях.

Нельзя забывать, что зональная стратиграфия является важным элементом не только для расчленения древних толщ и детализации ярусных (региональных и глобальных) шкал. Она важна также и для решения целого блока фундаментальных научных проблем (направленность и этапность эволюции таксонов и сообществ, сходство и различия развития экосистем и проч.), которые сейчас рассматриваются для расшифровки биосферных процессов прошлого. Сочетание зонального расчленения с событийной стратиграфией (с выявлением кратковременных геологических событий разной природы) позволяет переходить сейчас уже и к инфразональной стратиграфии, которая позволяет не только расшифровывать в деталях стадийность и последовательность геологических явлений, но и прогнозировать природные процессы будущего.

Следует подчеркнуть, что российские специалисты внесли и сейчас вносят важный вклад в развитие зональной стратиграфии, свидетельством чего являются их многочисленные работы по этой тематике, Последние отражают тот колоссальный опыт, который накоплен у нас в разных районах на громадной территории России. Суммирование результатов построения региональных зональных схем представлено, в частности, в сборнике ВСЕГЕИ 2006 г. [3]. В новой редакции Стратиграфического кодекса России [4] зонам посвящены соответствующие разделы. Характеристика типов биостратиграфических подразделений найдет свое отражение и в новой версии Международного стратиграфического руководства, работа над которой сейчас заканчивается. Исследования по зональному расчленению древних толщ занимают в настоящее время одно из приоритетных мест в международной стратиграфии. В частности, концепция “золотых гвоздей”, ориентированная на проведение границ ярусов и геологических систем, опирается в значительной мере на зональную основу.

Недавно автор опубликовал специальную работу по проблемам зональной стратиграфии [5], где он попытался осветить вопросы специфики биостратиграфических зон (типизация зон, пространственный масштаб зон, характер зональных границ) и их отличия от хронозон, как дробных стратиграфических подразделений комплексного обоснования. Очень бы хотелось, чтобы обсуждение этих проблем было продолжено на предметной основе.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 12-05-00192 и Программы № 25 фундаментальных исследований Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Раузер-Черноусова Д.М.* (1967). О зонах единых и региональных стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С. 104-118.

2. *Крашенинников В.А.* (1980). Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов // в: Меннер В.В., Крашенинников В.А. (отв. ред.). Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука. С. 162-207.

3. Зональная стратиграфия фанерозоя России (2006). Корень Т.Н. (науч. ред.). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 256 с.

4. Стратиграфический кодекс России. Издание третье (2006). Жамойда А.И. (ред.). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 96 с.

5. Гладенков Ю.Б. (2010). Зональная биостратиграфия в решении фундаментальных и прикладных задач геологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 18. № 6. С. 104-117.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КИСЛОРОДНЫЕ УСЛОВИЯ В ПРОМЕЖУТОЧНОЙ И ПРИДОННОЙ ВОДЕ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ КАМЧАТКИ, ОХОТСКОЕ МОРЕ

Матуль А.Г.[1], Хусид Т.А.[1], Чеховская М.П.[1], Абельман А.[2], Тидеман Р.[2], Нюрнберг Д.[3]
[1]Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИОРАН), Москва, e-mail: amatul@mail.ru
[2]Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера (АВИ), Бремерхафен, Германия
[3]Институт морских исследований – Научный центр ГЕОМАР, Киль, Германия

LATE QUATERNARY OXYGEN CONDITIONS IN THE INTERMEDIATE AND BOTTOM WATER ON WEST KAMCHATKA SLOPE, THE SEA OF OKHOTSK

Matul A.[1], Khusid T.[1], Chekhovskaya M.[1], Abelmann A.[2], Tiedemann R.[2], Nьrnberg D.[3]
[1]P.P. Shirshov Institute of Oceanology (IORAS), Moscow, Russia, e-mail: amatul@mail.ru
[2]Alfred-Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven, Germany
[3]IFM-GEOMAR, Kiel, Germany

Одна из основных особенностей Охотского моря – насыщенная кислородом холодная промежуточная водная масса (ОПВМ) на глубине 200-1000 м, которая служит источником вентилированной промежуточной воды для всей Северной Пацифики [11]. Плейстоценовые условия на промежуточных глубинах в северной части Тихого океана должны были также в большой мере определяться характеристиками палео-ОПВМ. Наша статья представляет новую интерпретацию микропалеонтологического анализа фораминифер [1, 2] и новые сведения по радиоляриям для реконструкции кислородных условий в промежуточной и придонной воде восточной части Охотского моря в течение последнего ледникового цикла. Мы изучали позднеплейстоценовые и голоценовые осадки в колонке КОМЕКС LV28-44-3 с западного склона Камчатки [5]. Колонка расположена на глубине 684 м, поэтому местная придонная вода относится к нижней части ОПВМ. Хроностратиграфия колонки LV28-44-3 основана на изотопно-кислородной кривой по фораминиферам [10] и сопоставлена со стандартной хронологией четвертичных изотопно-кислородных стадий (ИКС).

Насыщенность придонной воды кислородом определяется вентиляцией и/или поступлением органического вещества на дно (биопродуктивностью) [7] Для анализа изменений биопродуктивности в нашей работе использованы (1) нахождение/отсутствие слоев диатомового ила, (2) флуктуации абсолютного содержания микрофоссилий в осадках, (3) колебания концентрации малокислородных (dysoxic) видов бентосных фораминифер, которые связаны с колебаниями биопродуктивности на континентальных склонах [9], (4) изменения концентрации вида планктонных фораминифер *Globigerina bulloides* как индикатора подповерхностной биопродуктивности [4]. Для анализа насыщенности воды кислородом использованы (1) количественные колебания групп видов бентосных фораминифер, отражающих разный уровень наличия кислорода (oxic – обитание при 0.1-0.3 мл/л O_2, suboxic – 0.3-1.2 мл/л O_2, dysoxic – более 1.2 мл/л O_2), (2) содержание вида радиолярий *Cycladophora davisiana*, обитающего в хорошо вентилированной ОПВМ [3]. В комплексах одновременно обнаруживаются, как правило, все выше названные группы бентосных фораминифер. Для итогового определения уровня кислорода по соотношению групп бентосных вычисляется условный кислородный коэффициент (БФКК), разные значения которого коррелируются с разными уровнями содержания кислорода в придонной воде [8]. В настоящее время содержание растворенного кислорода в ОПВМ составляет от 2-3 до 5-6 мл/л, а у дна в районе колонки LV28-44-3 – около 2 мл/л [6].

Сведения о распределении микрофоссилий в колонке LV28-44-3 и кислородных условиях приведены на Рисунке.

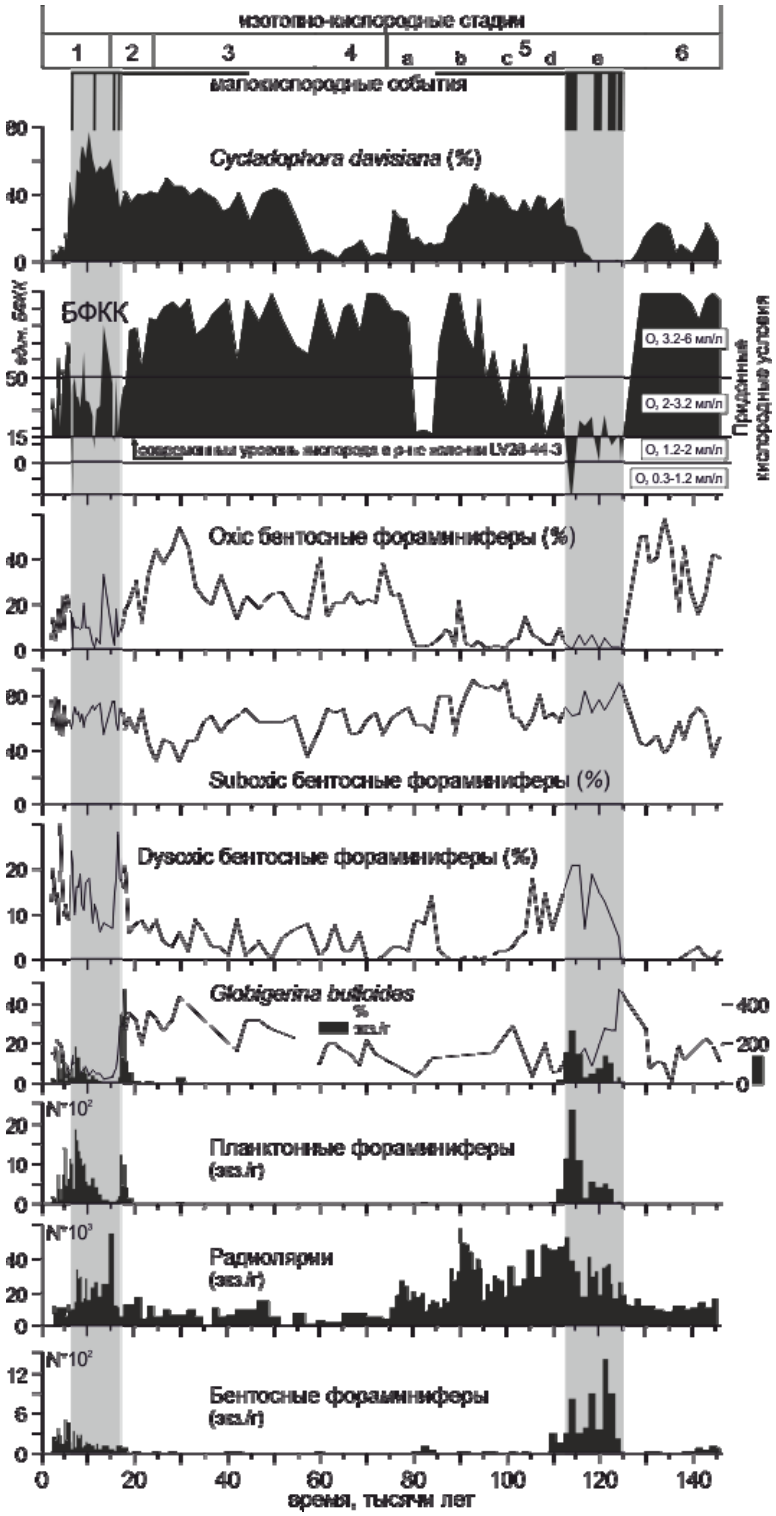


Рисунок. Микропалеонтология колонки LV28-44-3 и развитие кислородных условий.

Судя по данным о бентосных фораминиферах (вычисленный БФКК), в течение большей части последних 146 тыс. лет придонная вода на западном склоне Камчатки имела высокие (3.2-6 мл/л) концентрации растворенного кислорода. Наиболее протяженные интервалы высококислородных условий у дна: 20 тысяч лет во время

предпоследнего оледенения ИКС 6 и 60 тысяч лет во время последнего оледенения ИКС 4-2. Вентиляция верхней части палео-ОПВМ (= высокие концентрации *C. davisiana*) была четко выражена почти во всем интервале последних 146 тысяч лет, особенно в ИКС 3, ледниковой ИКС 2 и в раннем голоцене. По нашим данным, был лишь один момент прекращения формирования промежуточной водной массы, подобной ОПВМ, в оптимуме последнего межледниковья ИКС 5e, когда *C. davisiana* почти исчезала из комплексов радиолярий. Два коротких интервала, когда происходили события резкой деградации насыщенности кислородом придонной воды до 0.3-1.2 мл/л O_2, относятся к оптимуму последнего (микулинского) межледниковья ИКС 5e 125-113 тысяч лет назад и к последней дегляциации 17.5-6.5 тысяч лет назад. Такие кислородные условия существуют сейчас в Охотскуом море в пределах зоны кислородного минимума на глубинах более 800 м [6].

Сопоставление кислородных событий и биопродуктивности предполагает различие палеообстановки во время сильных потеплений оптимума последнего межледниковья и последней дегляциации. Оптимум ИКС 5e был интервалом низкокислородных придонных событий (данные по бентосным фораминиферам) и слабой вентиляции промежуточной воды (данные по виду радиолярий *C. davisiana*), в то время как подповерхностная продуктивность была высокой (данные по абсолютному содержанию микрофоссилоий в осадках и концентрации вида планктонных фораминифер *G. bulloides*). Последняя дегляциация – интервал низкокислородных придонных событий на фоне хорошей вентиляции промежуточной воды и высокой подповерхностной биопродуктивности.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 21.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бараш М.С., Чеховская М.П., Бибо Н.* и др. (2005). О четвертичной палеоокеанологии юго-восточной части Охотского моря по литологии и планктонным фораминиферам // Океанология. Т. 45. № 2. С. 257-268.

2. *Хусид Т.А., Бараш М.С., Бибо Н.* и др. (2005). О позднечетвертичных изменениях придонной среды юго-восточного склона Охотского моря по бентосным фораминиферам // Океанология. Т. 45. № 3. С. 440-446.

3. *Abelmann A., Nimmergut A.* (2005). Radiolarians in the Sea of Okhotsk and their ecological implication for paleoenvironmental reconstructions // Deep-Sea Research. II. V. 52. P. 2302-2331.

4. *Bй A.W.H., Tolderlund D.S.* (1971). An ecological, zoogeographical and taxonomical review of recent planktonic foraminifera // in: Funnel B.M., Riedel W.R. (eds.). The micropaleontology of oceans. University Press, Cambridge. P. 105-149.

5. *Biebow N., Ньtten E.* (1999). KOMEX cruise reports: KOMEX I and II // GEOMAR Report. V. 82. P. 1-188.

6. *Conkright M.E., Locarnini R.A., Garcia H.E.,* et al. (2002). World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics, and Figures, CD-ROM Documentation. Nat. Oceanogr. Data Center, Silver Spring, MD.

7. *Crusius J., Pedersen T.F., Kienast S.,* et al. (2004). Influence of Northwest Pacific Intermediate Water Oxygen Concentrations during the Bшlling-Allerшd Interval (14.7-12.9 ka) // Geology. V. 32. P. 633-636.

8. *Kaiho K.* (1994). Benthic foraminiferal dissolved oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean // Geology. V. 22. P. 719-722.

9. *Kaiho K.* (1999). Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI) // Marine Micropaleontology. V. 37. P. 67-76.

10. *Nьrnberg D., Dethleff D., Tiedemann R.,* et al. (2011). Okhotsk Sea ice coverage and Kamchatka glaciation over the last 350 ka – Evidence from ice-rafted debris and planktonic $\delta^{18}O$ // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 310. P. 191-205.

11. *Talley L.D.* (1991). An Okhotsk Sea water anomaly: implications for ventilation in the North Pacific // Deep-Sea Research. V. 38, Suppl. 1. P. 171-190.

ПРЕДАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ И БИОФАЦИЯМ ВОЛЖСКО-ВАЛАНЖИНСКОГО РАЗРЕЗА НА Р. ОЛЕНЕК (СЕВЕР СИБИРИ)

Никитенко Б.Л.[1], Пещевицкая Е.Б.[1], Хафаева С.Н.[1], Князев В.Г.[2]
[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ), Новосибирск, e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН), Якутск

PRELIMINARY RESULTS ON THE BIOSTRATIGRAPHY AND BIOFACIES OF VOLGIAN-VALANGINIAN SECTION ON OLENYOK RIVER (NORTH SIBERIA)

Nikitenko B.L.[1], Pestchevitskaya E.B.[1], Khafaeva S.N.[1], Knyazev V.G.[2]
[1]Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru
[2]Institute of Diamond and Precious Metal Geology, Yakutsk

В береговых обнажениях по правому и левому берегу низовьев р. Оленек обнажаются темно-серые глины и алевриты буолкалахской свиты, которые замещаются вверх по разрезу светло-серыми алевролитами и песчаниками иэдэсской свиты (Рис.). На основе находок аммонитов в волжско-берриасской части разреза впервые в разрезах восточнее р.Анабар удалось установить почти полную последовательность аммонитовых зон бореального берриаса (Рис.). Это позволило обосновать положение верхней границы буолкалахской свиты в основании валанжина. Установлено, что волжский ярус занимает примерно третью часть буолкалахской свиты. В средней части слоя 5 буолкалахской свиты встречены аммониты наиболее характерные для самых верхов волжского яруса (? зона chetae) и, возможно, основания берриаса. Учитывая, что достоверные находки самых древних берриасских аммонитов *Praetollia* sp. найдены с уровня 12.3 м, можно предположить, что граница юры и мела в этом разрезе, находится в интервале 12 –12.3 м от основания слоя 5. С уровня 17.5 м от подошвы слоя 5, практически, по его кровлю встречены аммониты вышележащей зоны kochi. Средняя часть слоя 6 и низы слоя 7 охарактеризованы находками аммонитов зоны analogus. В слое 7 так же встречаются аммониты терминальной зоны берриаса mesezhnikovi. По-видимому, граница между аммонитовыми зонами analogus и mesezhnikovi проходит внутри слоя 7. В осыпи вышележащей части разреза встречены аммониты зоны mesezhnikovi, появляется *Tollia* cf. *tolli*, что характерно для самых верхов берриаса и основания валанжина.

Полученные данные по аммонитам позволили увязать с Бореальным стандартом биостратоны по фораминиферам и палиноморфам. Ранее нижняя часть буолкалахской свиты рассматривалась в объеме только средневолжского подъяруса [3]. Микропалеонтологические и палинологические исследования разреза на р. Оленек показали, что здесь присутствует и нижневолжский подъярус (Рис.). В самом основании буолкалахской свиты (слой 5) выявлены комплексы фораминифер с многочисленными *Ammodiscus zaspelovae, Recurvoides stschekuriensis, Dorothia tortuosa*. Часто встречаются *Kutsevella haplophragmoides, Spiroplectammina vicinalis*, более редки *Bulbobaculites elongatulum* и *Trochammina rosacea*, что характерено для фораминиферовой зоны Spiroplectammina vicinalis, Dorothia tortuosa JF45 (верхняя часть нижневолжского – нижняя (большая) часть средневолжского подъяруса, верхи аммонитовой зоны Subdichotomoceras – низы зоны variabilis). В подошве слоя достаточно многочисленны находки *Kutsevella haplophragmoides,* которые наиболее характерны для нижневолжской части зоны JF45. В 5 м от подошвы слоя определен вид *Evolutinella emeljanzevi*. Его первое появление в Арктической области фиксируется в верхах средней волги. Таким образом, граница между нижневолжским и средневолжским подъярусами должна проходить в интервале 0.5–5 м от основания слоя 5 (Рис.). В следующем комплексе (11.5м от основания сл.5) доминируют *Recurvoides praeobskiensis*, *Gaudryina* ex gr. *gerkei*, более редки *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella emeljanzevi*, *Glomospirella* sp., *Arenoturrispirillina phiala*, что характерно для зоны

Ammodiscus veteranus, Evolutinella emeljanzevi JF52 (верхи средней волги – основание бореального берриаса, верхи аммонитовой зоны variabilis – низы зоны sibiricus). Учитывая находки вида *Gaudryina* ex gr. *gerkei*, первое появление которого фиксируется не ниже средней части аммонитовой зоны okensis, можно предположить, что данный уровень разреза соответствует только верхней части верхневолжского подъяруса – основанию бореального берриаса (Рис.). Выше по разрезу установлены таксономически богатые ассоциации фораминифер, в которых преобладают известковистые формы: *Lenticulina pseudoarctica, Lenticulina gigantella, Saracenaria* sp.1, *Planularia* sp., *Astacolus parallelaeformis*, *Marginulina zaspelovae*, *Bojarkaella* sp., ?*Epistomina* sp., *Geinitzinita arctocretacea*. Из агглютинирующих фораминифер определены *Recurvoides obskiensis, Cribrostomoides* ex gr. *volubilis*, *Cribrostomoides romanovae*, *Gaudryina gerkei*, *Ammodiscus veteranus.* Систематический состав характерен для фораминиферовой зоны Gaudryina gerkei, Trochammina rosaceaformis KF1 (средняя часть бореального берриаса, верхи аммонитовой зоны sibiricus – низы зоны analogus). В верхней части буолкалахской свиты в комплексах фораминифер появляются *Cribrostomoides infracretaceous, Trochammina anabarensis, Orientalia baccula, Bulbobaculites incostans, Pseudonodosaria* sp., *Saracenaria* sp.2, *Ammobaculites gerkei, Marginulina striatocostata*. Продолжают существовать *Lenticulina pseudoarctica, Recurvoides obskiensis, Geinitzinita arctocretacea, Marginulina zaspelovae*, но преобладают представители *Recurvoides obskiensis.* В верхней части слоя 8 комплексы существенно обедняются, как количественно, так и таксономически. Здесь встречены единичные *Hyperammina* sp., *Lenticulina pseudoarctica, Cribrostomoides infracretaceous, Recurvoides obskiensis.* Фораминиферовые ассоциации этого уровня близки к характерному комплексу зоны Recurvoides obskiensis, Valanginella tataruca KF2 (верхи бореального берриаса – валанжин).

В разрезе определены богатые комплексы спор, пыльцы и микрофитопланктона. На основе распределения стратиграфически важных видов и характерных компонентов комплексов в разрезе установлены две последовательности палиностратонов: слои со спорами и пыльцой, слои с диноцистами (Рис.). Палинологические события, важные для стратиграфии, показаны на Рис. Для диноцист они прослеживаются на одновозрастных уровнях в различных областях Европы и Америки [4]: для слоев с Athigmatocysta glabra, Circulodinium compta, Cometodinium habibii – присутствие характерных видов отмечается в верхней части кимериджа в Западной Европе, в нижней волге Русской плиты, в нижнем титоне Багамского бассейна; для слоев с Scriniodinium campanula, Trichodinium ciliatum, Occisucysta wiersbowskii – появления стратиграфически важных видов отмечаются в Польше с аммонитовой зоны sokolovi, исчезновения – в верхней части кимериджа (зоны fittoni, albani) в разрезах Северного моря и в нижней части средней волги (panderi) на Русской плите; для слоев с Gochteodinia villosa, Dingodinium ?spinosum, Bourkidinium sp. – появления стратиграфически важных видов отмечаются в разрезах Северного моря с середины портланда (kerberus), на Русской плите с середины волги (nikitini, virgatus); для слоев с Batioladinium varigranosum, Circulodinium distinctum, Circulodinium colliveri – в верхней части портланда и низах рязанского яруса в разрезах Северного моря, в основании берриаса в Канаде, Антарктике, Сибири; для слоев с Pareodinioideae, Cassiculosphaeridia reticulata, Cyclonephelium cuculliforme – появления прослежены в верхней части берриаса на севере Сибири, Приполярном Урале, Русской плите, в Арктической Канаде и Австралии. Важной чертой последнего комплекса является разнообразие пареодиниоидных диноцист и групп *Barbatacysta – Sentusidinium* и *Escharisphaeridia – Batiacasphaera*. Эти признаки также характерны для слоев с Pareodinioideae, Batioladinium varigranosum, Cassiculosphaeridia reticulata (верхний берриас – низы нижнего валанжина, аммонитовые зоны analogus – нижняя часть klimovskiensis), установленных в разрезах нижнего мела на севере Сибири [4]. Интересно отметить появление *Muderongia crucis* в кровле слоя 15. Наиболее древние находки этого вида отмечаются на севере Западной Сибири в верхней части нижнего

валанжина [4]. Палинологические события, важные для обоснования слоев со спорами и пыльцой прослежены на одновозрастных уровнях в различных областях Сибири [1, 2].

Проведен биофациальный анализ разреза. Пески с глауконитом и конгломераты слоя 4 в основании буолкалахской свиты формировались в условиях мелководья, что подтверждается незначительным количеством микрофитопланктона (8%). Но уже в основании слоя 5, в высокоуглеродистых глинах, встречены дифференцированные сообщества фораминифер внутренней части средней сублиторали. В сообществах отсутствуют ярко выраженные доминанты, здесь характерны *Ammodiscus, Dorothia, Recurvoides,* более редки *Spiroplectammina, Kutsevella, Trochammina* и *Bulbobaculites*. Большим обилием (56%) и разнообразием отличаются комплексы микрофитопланктона, в которые широко представлены представители семейства Gonyaulacaceae. Средневолжские ассоциации фораминифер достаточно обеднены, представлены редкими *Trochammina*, *Kutsevella* и *Evolutinella*, и вероятно обитали в условиях внешней части верхней сублиторали, с застойными стагнационными обстановками. Среди микрофитопланктона здесь периодически доминируют празинофиты родов *Leiosphaeridia* и *Tasmanites*. В таких же обстановках были встречены и сообщества конца волги – начала берриаса. Фораминиферы здесь также немногочисленны, но более разнообразны и представлены только агглютинирующими формами: *Recurvoides, Evolutinella, Gaudryina,* единичны *Ammodiscus, Glomospirella* и *Arenoturrispirillina.* Количество микрофитопланктона сокращается (30-31%). О возможном похолодании свидетельствует увеличение роли диноцист простой морфологии и семейства Pareodiniaceae. Для средней части берриаса характерны многочисленные и таксономически разнообразные сообщества фораминифер. В целом, количественно преобладают известковистые формы: *Lenticulina, Planularia, Astacolus, Marginulina, Geinitzinita, Saracenaria, Bojarkaella* sp., ?*Epistomina*. Агглютинирующие фораминиферы представлены *Recurvoides, Cribrostomoides, Gaudryina, Ammodiscus*. Эти ассоциации обычно встречаются в обстановках внутренней части средней сублиторали. В конце берриаса в Сибирских морях отмечается регрессия, ускорившаяся к началу валанжина. В это время еще продолжали накапливаться алеврито-глинистые осадки, но в сообществах фораминифер происходят существенные изменения. В условиях верхней сублиторали, вероятно ее внешней части начинают доминировать представители *Cribrostomoides* или *Recurvoides*, многочисленны *Trochammina*, более редки *Ammodiscus, Saccammina, Ammobaculites, Bulbobaculites* и *Orientalia*. Известковистые фораминиферы таксономически разнообразны, но встречаются единичными экземплярами: *Lenticulina, Geinitzinita, Saracenaria, Marginulina*. В самом конце берриаса в сообществах встречаются лишь редкие формы агглютинирующих и известковистых фораминифер. Количество микрофитопланктона сильно сокращается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1.Ильина В.И. (1985). Палинология юры Сибири. Москва: Наука. 240 с.

2. *Пещевицкая Е.Б.* (2007). Спорово-пыльцевые биостратоны нижнего мела северных районов Сибири и их корреляционное значение // Геология и геофизика. Т. 48. № 11. С. 1210-1230.

3. Решения 3-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (г. Новосибирск, 1978). (1981). Новосибирск: СНИИГиМС. 90 с.

4. *Pestchevitskaya E., Lebedeva N., Rybokon A*. (2011). Uppermost Jurassic and lowermost Cretaceous dinocyst successions of Siberia, Subarctic Urals and Russian Platform and their interregional correlation // Geologica Carpathica. V. 62. №. 3. P. 189-202.

ВЛИЯНИЕ КРУПНЫХ МОРФОСТРУКТУР ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ НА СЕДИМЕНТАЦИЮ И ОБРАЗОВАНИЕ КОМПЛЕКСОВ МИКРОФОССИЛИЙ

Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х.
Институт океанологии им. П.П.Ширшова (ИО РАН), Москва, e-mail: senidol@yandex.ru

THE INFLUENCE OF LARGE MORFOSTRUCTURES OF THE NORTHERN ATLANTIC ON SEDIMENTATION AND MICROFOSSIL COMPLEXES FORMATIONS

Sval'nov V.N., Dmitrenko O.B., Kazarina G.Kh.
P. P. Shirshov Institute of Oceanology (IO RAN), Moscow, e-mail: senidol@yandex.ru

Морфоструктурами первого порядка, несомненно, являются срединно-океанические хребты и примыкающие к ним глубоководные котловины. К менее масштабным структурам условно можно отнести желоба, зоны глубинных разломов (включая трансформные), цепи подводных гор и обширные плато. В данном случае наибольший интерес представляют котловины и хребты с проходами в них для придонных вод.

В Южной Атлантике осадки были собраны прямоточной трубкой в 18-м рейсе НИС «Академик Сергей Вавилов» (2004 г.) в осевой части Бразильской котловины на меридиональном профиле (9 станций — 1535 – 1543) вдоль 24° з.д. от 25°35.7' ю.ш. до 0°09.7' ю.ш. Мощность вскрытых на глубинах 3400 – 5800 м разрезов колебалась в пределах 10 - 510 см. Получены также образцы в 29-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2009 г.) в юго-западной части Ангольской котловины (колонка 2182 длиной 215 см, гл. 4990 м; 23°30.52' ю.ш., 04°17.19' з.д.) и на севере Капской котловины — колонки 2189, 2190, 2194 и дночерпательные монолиты 2194-1, 2195. Мощность вскрытых на глубинах 4708 – 5200 м разрезов составляла 5 – 475 см. Станции расположены в районе с координатами 35°20.56' - 36°35.48' ю.ш., 03°01.70' - 08°10.91' в.д.

Специфика осадкообразования и становления комплексов микрофоссилий (известкового наннопланктона, диатомей) в названных котловинах обусловлена взаимосвязанными обстоятельствами — положением их относительно Южно-Атлантического и Китового хребтов, глубинных проходов, циркуляцией придонных вод. Холодные антарктические придонные воды богаты растворенным углекислым газом, но обеднены карбонат-ионами, поэтому они агрессивны по отношению к карбонату кальция. Такие воды текут на север через Аргентинскую котловину и через бреши в возвышенности Риу-Гранди (каналы Вима и Хантер) проникают в Бразильскую котловину. К востоку от Южно-Атлантического хребта эти воды идут в Капскую котловину, а путь в Ангольскую котловину им преграждает ограничивающий ее с юга Китовый хребет.

Из Бразильской котловины антарктические воды двигаются на восток через зону разлома Романш в срединном хребте, вызывая усиление растворения на своем пути. Однако имеющийся в зоне этого разлома порог на глубине 4300 м препятствуют прохождению самых глубинных и холодных вод. Поэтому в Ангольскую котловину поступают придонные воды на 0.5° С теплее аналогичных вод Бразильской котловины, т.е. истинные антарктические холодные воды не проникают в Ангольскую котловину. Такой ситуации оказалось достаточно, чтобы компенсационная глубина карбонатонакопления (КГл) в последней находилась гораздо ниже (5400 м и более), чем в котловинах Бразильской и северной части Аргентинской (4800 м), а также в Капской (5100 м). Положение КГл во многом объясняет различия в литологических характеристиках и комплексах микрофоссилий в указанных котловинах.

На меридиональном профиле в осевой зоне Бразильской котловины в разрезах преобладают бескарбонатные окисленные миопелагические глины (0.03 – 0.36% $C_{орг}$), нередко включающие железо-марганцевые конкреции и их обломки. В области перехода к приконтинентальному типу океанского литогенеза распространены в разной степени восстановленные гемипелагические глины (0.08 – 0.60% $C_{орг}$). Выше

КГл обнаружены известковые (кокколитово-фораминиферовые) осадки.

Для Бразильской котловины весьма характерны локальное формирование тонкослоистых этмодискусовых (диатомовых) илов, размыв и переотложение осадочного материала. Основными агентами переотложения служат холодные придонные антарктические воды, турбидные потоки, разрушения и оползни разного масштаба. Если придонные течения эродируют дно, перемещая взвешенный материал в северном направлении, то суспензионные потоки способствуют сохранению известковых скелетов кокколитов и планктонных фораминифер гораздо ниже КГл, а также образованию этмодискусовых илов. Роль оползней и обрушений заключается как в перемещении значительных масс ранее сформированных осадков, так и в поставке обломков коренных пород дна – потенциальных ядер железо-марганцевых конкреций.

На ст. 1535 определено около 50 видов наннопланктона, включая виды вторичного залегания. Распределение кокколитов в осадках крайне неравномерное – от очень высоких содержаний до полного исчезновения. Разрез представлен плейстоцен-голоценовыми осадками, соответствующими пяти четвертичным наннопланктонным зонам (зональность дается по С.Гартнеру): *Emiliania huxlei* acme (0 - 10 см), *Emiliania huxlei* (10 - 85 см), *Gephyrocapsa oceanica* (125 -145 см), *Pseudoemiliania lacunosa* (145 – 260 см), зона мелких *Gephyrocapsa* (260 – 325 см). В интервалах 85 - 125 и 325 – 395 см кокколиты практически отсутствуют. По всей колонке встречаются переотложенные палеоген-плиоценовые дискоастеры, цератолитусы, ретикулофенестры и др. Средняя скорость осадконакопления в районе ст. 1535 не превышает 4 мм/1000 лет.

Возраст колонок бескарбонатных миопелагических глин на ст. 1536, 1538, 1539, 1541 и 1545 оценить не удалось. В основании разреза аналогичных глин на ст. 1537 залегают в разной степени восстановленные тонкослоистые этмодискусовые илы, основным компонентом которых являются обломки створок гигантской диатомеи *Ethmodiscus rex*. Формирование этих илов связано с эпизодическим бурным расцветом этмодискусов и с последующим многократным переотложением их створок. Как известно, в экваториальной зоне Атлантики пики встречаемости *Ethmodiscus rex* в осадках плейстоцена отражают гляциальные эпизоды, и на ст. 1537 вскрыты, по-видимому, отложения позднего плейстоцена. Наличие же в колонке этмодискусовых тонкослоистых илов косвенно свидетельствует о процессах переотложения осадочного материала в осевой части Бразильской котловины.

На ст. 1540 осадки верхних 250 см колонки не содержат кокколитов. Ниже разрез насыщен наннопланктоном от средних (гор. 250 – 400 см) до больших (гор. 400 – 500 см) общих количеств. По составу кокколитов колонки 1540 и 1535 сходны. На ст. 1540 определено более 20 четвертичных видов и до 24-х переотложенных. При этом в ассоциациях преобладают (50.5 – 77.7% от всех кокколитов) виды вторичного залегания. Они представлены плиоценовыми, миоценовыми и палеогеновыми формами с резким превалированием верхнеплиоценовых видов. Столь значительный привнос относительно более древних кокколитов, видимо, связан как с Южным пассатным течением, так и с проникающими сюда с Южно-Атлантического хребта турбидными потоками. В целом же на ст. 1540 вскрыты осадки нижней части верхнего плейстоцена. Судя по резким границам раздела, переотложению подверглись не только кокколиты, но и в разной степени восстановленные гемипелагические глины. Последние могли

быть смещены суспензионными потоками и оползнями с западных окраин Южной Атлантики.

На ст. 1542 в колонке длиной 478 см наблюдается обильное скопление в гемипелагических осадках ископаемых диатомей. Велико количественное содержание створок диатомовых водорослей и разнообразен их таксономический состав. Суммарно в разрезе определено более 50 широко-тропических видов, типичных для изученной части Атлантического океана. В соответствии с существующими представлениями осадки колонки 1542 отвечают плейстоценовой зоне Pseudoeunotia doliolus и отложились примерно в последние 700 тыс. лет со средней скоростью 6.8 мм / 1000 лет.

В Ангольской котловине ст. 2182 расположена в пределах субтропической биогеографической (БГ) зоны. Наиболее представительный кокколитовый материал получен именно на этой станции. В целом ассоциации наннофоссилий включают 14 видов, считая переотложенные верхнеплиоценовые дискоастеры. В интервале 0 – 25 см определена верхняя наннопланктонная зона Emiliani huxleyi (не древнее 0.27 млн лет). Ниже (гор. 25 – 115 см) следуют нерасчлененные зоны Gephyrocapsa oceanica (0.27 – 0.44 млн лет) + Pseudoemiliania lacunosa (0.44 – 0.92 млн лет), виды-индексы которых присутствуют совместно. Несколько более ранних зон в разрезе не выявлены, не исключено, что они размыты и переотложены. Ниже (до забоя колонки) на уровне 115 см определена зона Calcidiscus macintyrei (1.51 – 1.65 млн лет). Наличие горизонтов с повышенным и пониженным содержанием кокколитов может указывать на пульсацию южного полярного фронта (ЮПФ) и вариации развития наннофлоры в четвертичное время. Средняя скорость осадконакопления в районе ст. 2182 не превышает 1.3 мм/1000 лет.

В Капской котловине станции находятся в современной умеренной БГ зоне, где усиливается влияние ЮПФ, условия существования и захоронения известкового микропланктона менее комфортные, чем в Ангольской. Вскрытые в Капской котловине осадки принадлежат верхнеплейстоценовой зоне Gephyrocapsa oceanica, что ограничивает их возраст пределами 0.27-0.44 млн лет. В разрезах выделяются интервалы относительно тепловодные и более холодноводные, отражающие пульсацию ЮПФ. При этом важным моментом является изменчивость соотношения *Calcidiscus leptoporus* и холодноводного *Coccolithus pelagicus*. В колонке 2190 колебания соотношения видов диатомей свидетельствуют о подвижках в положении ЮПФ (смещение к северу). Возраст отложений данного разреза находится в интервале не старше 0.7 и не моложе 0.3 млн лет.

Исследование осадков Ангольской, Капской и Бразильской котловин показало, что Южно-Атлантический хребет, глубоководные проходы и Китовый хребет опосредованно влияют на состав и распространение донных отложений, а также на формирование комплексов микрофоссилий, контролируя перемещение холодных антарктических придонных вод. Прямое же воздействие на условия существования и захоронения наннофлоры в основном зависит от температуры водной толщи и уровня КГл. Кроме того, климатические изменения могут приводить к миграциям ЮПФ, что неизбежно отражается на комплексах микропланктона. Капскую и Бразильскую котловины сближают сходство гидродинамической обстановки, широкое распространение бескарбанатных миопелагических глин и горизонтов железо-марганцевых конкреций.

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ В ПЕРИОД ДЕГЛЯЦИАЦИИ (ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕН) ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Хусид Т.А., Чеховская М.П., Смирнова М.А.
Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО РАН), Москва, e-mail: tkhusid@mail.ru

ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE BERING SEA DURING DEGLACIATIN (THE LATE PLEISTOCENE – HOLOCENE) BASED ON MICROPALEONTOLOGICAL DATA

Khusid T.A., Chekhovskaya M.P., Smirnova M.A.
P.P. Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow, e-mail: tkhusid@mail.ru

Материалом для исследования кремнистых и известковых микрофоссилий (диатомеи и фораминиферы) послужила колонка SO 201-2-101, полученная в рейсе НИС “Sonne” в Беринговом море на глубине 630 м, в районе хребта Ширшова. Координаты станции $58^0$52,52гс.ш., $170^0$41,45гв.д. Исследованы верхние 300 см колонки (последние 30 тысяч лет).

В распределении фораминифер выделяются два этапа. На раннем этапе, соответствующем ледниковому периоду (горизонт 300-75 см), диатомеи практически отсутствуют, но фораминиферы присутствуют постоянно, диапазон изменений их численности небольшой: от десятков до первых сотен экземпляров в пересчете на 1 грамм осадка. В бентосном сообществе преобладают оксидные виды: *Alabaminella weddellensis, Angulogerina angulosa*, *Cibicides spp.* Они обитают при содержании кислорода в придонной воде более 1,2 мл/л. Анализ микрофоссилий свидетельствует о широком распространении в Беринговом море в течение ледниковья холодных обогащенных кислородом промежуточных вод.

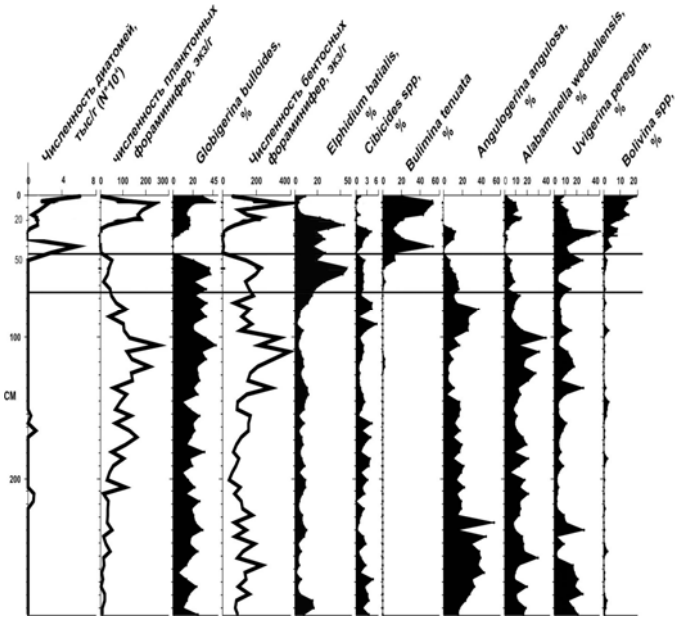


Рис.1. Распределение микрофоссилий в колонке SO201-2-101.

Второй этап соответствует периоду дегляциации, переходу от ледниковья к голоцену, что явилось следствием потепления климата. Увеличение весеннего и летнего сезонов, повышение летней температуры и понижение ледовитости способствовали увеличению продуктивности моря и изменению гидродинамического режима. Приблизительно 16.000 календарных лет назад (горизонт 75 см) численность фораминифер увеличивается, резко меняется состав бентосной фауны, в ассоциации доминирующую роль начинают играть субоксидные виды: *Elphidium batialis* и *Uvigerina peregrina,* обитающие при более низком содержании кислорода в придонной воде 0,3-1,2 мл/л. Позднее (приблизительно 14.000 лет назад) на уровне 45 см число фораминифер падает, особенно сильно уменьшается численность планктонных форм, в составе бентосной фауны лидирующее положение занимают дизоксидные виды. Эти виды выдерживают минимальное содержание кислорода в придонных водах (0,1-0,3 мл/л). В ассоциации бентосных фораминифер этого периода они составляют более половины суммарной численности раковин. Среди них основную роль играет *Bulimina tenuata,* и постоянно встречаются виды: *Bolivina seminuda, B. decussata, B. alata*. Все эти виды считаются показателями высокой продуктивности моря. О высокой продуктивности моря свидетельствует и резкий скачок в развитии диатомей на этом рубеже. Продуктивный интервал идентифицируется преимущественным содержанием тихоокеанского бореального вида диатомей *Neodenticula semina.* К расцвету диатомовой флоры в это время приводило усиление перемешивания верхнего слоя и массовый принос кремнистого материала тихоокеанскими водами. Расхождение между количественным содержанием флоры диатомей и фауны фораминифер в это время объясняется неблагоприятными условиями для сохранности известковых раковин фораминифер на дне моря.

СЕКЦИЯ ФОРАМИНИФЕРЫ

ИНФРАЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА СРЕДНЕГО ЭОЦЕНА КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ: ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ, ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АСПЕКТЫ

Бенямовский В.Н.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: vnben@mail.ru

A HIGH RESOLUTION MIDDLE EOCENE PLANKTONIC FORAMINIFERAL SCHEME IN THE CRIMEAN-CAUCASUS REGION: PALEONTOLOGICAL, PHYLOGENETIC AND PALEOGEOGRAPHY ASPECTS

Benyamovskiy V.N.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: vnben@mail.ru

Предложенная автором в 2001 г. инфразональная шкала по планктонным фораминиферам [2] была апробирована на опорных разрезах среднего эоцена Крымско-Кавказской области: Бахчисарай (Юго-Западный Крым), Губс (Западное Предкавказье), Хеу (Центральное Предкавказье), Кереста (северное Предкавказье), Актумсук (западное побережье Аральского моря) и в результате ныне она была уточнена.

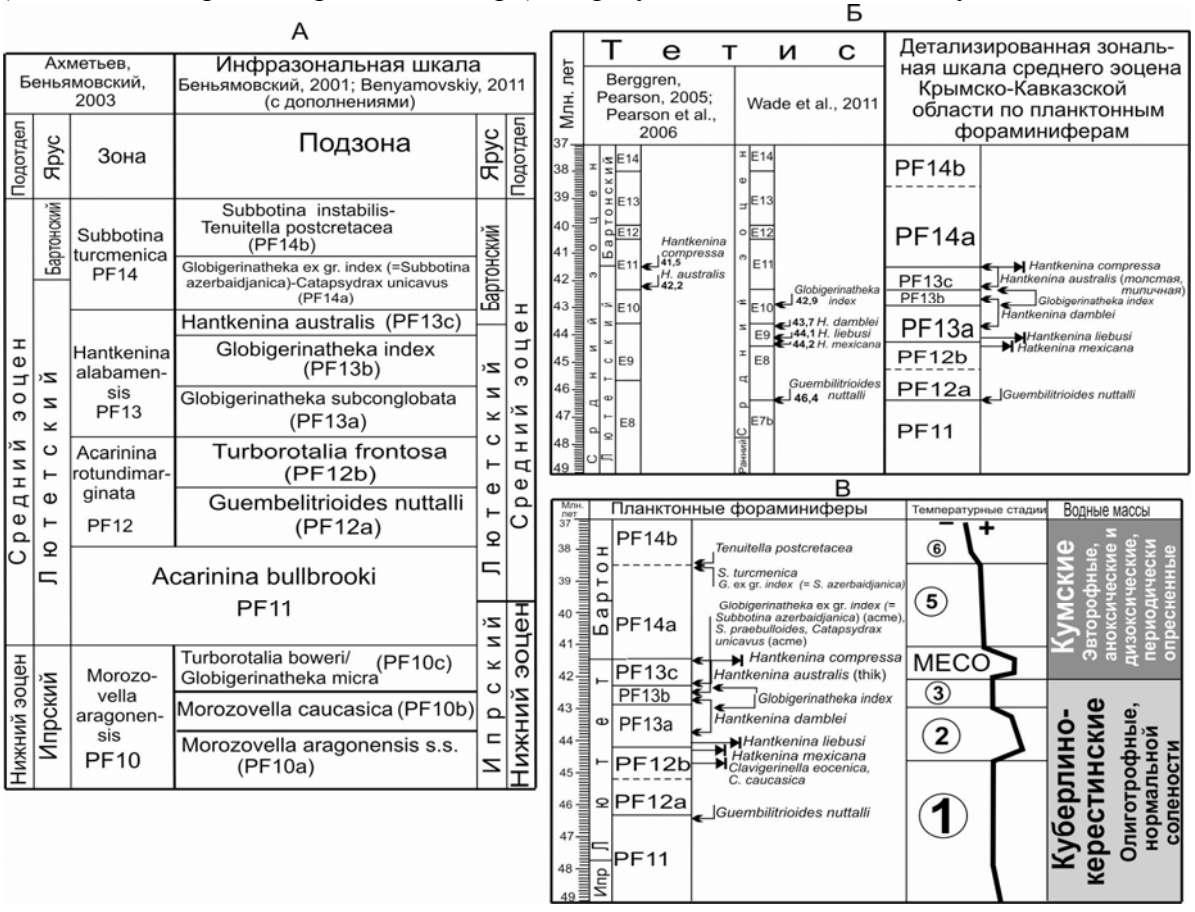


Рис. 1. Инфразональная шкала среднего эоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам (А), сопоставление ее со стандартной шкалой Тетиса (Б), а также связь биособытий и палеогеографических перестроек (В).

Традиционная шкала включает 4 зоны. Детализированная инфразональная шкала в 2 раза дробнее традиционной (рис.1А). Биостратоны инфразональной шкалы помимо наименования их видами-индексами имеют номер (для зон) и буквы — a, b, c (для подзон). Аббревиатура "PF" означает "планктонные зоны палеогена Крымско-Кавказской области".

Зона Acarinina bullbrooki (PF11) охватывает стратиграфический интервал между *Acarinina bullbrooki* (acme) и появлением *Guembilitrioides nuttalli*. Ее возраст: поздний ипр-основание лютета. Характерные виды комплекса: *Acarinina bullbrooki, Morozovella caucasica*, *M. aragonensis*, *Subbotina inaequispira*, *S. senni*, *S. pseudoeocaena*, *S. linaperta, Acarinina pentacamerata*, *A. coalingensis*, *A. pseudotopilensis*, *A. boudreauxi, Turborotalia boweri, Pseudohastigerina wilcoxensis* и *Globigerinatheka micra*. Зона Acarinina rotundimarginata (PF12) охватывает стратиграфический интервал между первыми появлениями *Guembelitriodes nuttalli* и *Globigerinatheka subconglobat*a. Отвечает раннему лютету и подразделяется на две подзоны. Нижняя Guembelitriodes nuttalli (PF12a) содержит комплекс, близкий к ассоциации предшествующей зоны с добавлением *Guembelitriodes nuttalli, Pseudohastigerina micra* и массовых *A. rotundimarginata*. Первое появление *G. nuttalli* было предложено как маркер границы ипра и лютета [3], но впоследствии установлено, что этот уровень выше, чем граница ипра и лютета [6]. Верхняя подзона Turborotalia frontosa (PF 12b) характеризуется появлением кроме зонального вида еще и *Turborotalia possagnoensis* и очень редкой встречаемостью *Clavigerinella eocaenica* и *C.caucasica*. Зона Hantkenina "alabamensis" (PF13) отвечает стратиграфическому интервалу между первыми появлениями *Globigerinatheka subconglobata* и *Hantkenina australis*. Она датируется средним-поздним лютетом и основанием бартона и подразделяется на три подзоны. Нижняя подзона Globigerinatheka subconglobata (PF13a) характеризуется появлением в нижней части (кроме вида-индекса) еще и *Hantkenina liebusi, Globigerinatheka rubriformis, G. korotkovi,* а в верхней – *Hantkenina dumblei*. Средняя подзона Globigerinatheka index (PF13b) характеризуется тем, что в ее кроме появления вида-индекса в нижней части отмечается исчезновение ханткенин *Hankenina liebusi* и *H. dumblei*, а в верхней появление *Acarinina topilensis*, *Subbotina turcmenica, Globigerinatheka* ex gr. *index* (= *Subbotina azerbaidjanica*) и *Acarinina rohri*, *A. medizzai* (*=A. rugosoaculeata)*. Верхняя подзона Hantkenina australis (PF13c) устанавливается по появлению вида-индекса и характеризуется появившимися *Hantkenina compressa, Subbotina yeguensis*, *Catapsydrax unicavus,* а также исчезновением всех турбороталий и типичной форамы *Globigerinatheka index.* Зона Subbotina turcmenica (PF14) отвечает биостратиграфическому интервалу между исчезновением *Hantkenina australis* и появлением *Globigerinatheka tropicalis*. Она охватывает бартон и подразделяется на две подзоны. Нижняя подзона Globigerinatheka ex gr. index (= Subbotina azerbaidjanica) – Catapsydrax unicavus (PF14a) включает характерные *Subbotina praebulloides*, *S. yeguaensis*, *S. turcmenica*, *S. instabilis* (редко), *Globigerinatheka* ex gr. *index* (= *Subbotina azerbaidjanica*), *Acarinina rotundimarginata*, *A. rohri*, *A. medizzai* (= *A. rugosoaculeata*), *Catapsydrax unicavus (масса)* и *Pseudohasigerina micra*. Верхняя подзона Subbotina instabilis – Tenuitella postcretacea (PF14b) характеризуется *Tenuitella postcretacea*, *Subbotina praebulloides*, *S. yeguaensis*, *S.* aff. *turcmenica*, *S. instabilis* (acme), *Globigerinatheka* ex gr. *index* (= *Subbotina azerbaidjanica*) (редко), *Acarinina rohri*, *A. medizzai* (= *A. rugosoaculeta*), *Pseudohasigerina micra, Catapsydrax unicavus*.

На основе общности последовательности появления важных стратиграфических видов произведено сопоставление зонации среднего эоцена по планктонным фораминиферам Тетиса и Крымско-Кавказской области (Рис. 1Б). В результате увязки стандартной временной шкалы планктонных фораминифер с региональной была

получена временная линейка определения датировок зон, подзон, уровней появления и исчезновения важных в стратиграфическом отношении таксонов, а также этапов развития фораминифер и обстановок в среднем эоцене Крымско-Кавказской области.

В течение среднего эоцена температура поверхностных вод в Крымско-Кавказском бассейне менялась, что отражает климатические флуктуации (рис. 1В). Начальная относительно прохладная (ранне-раннелютетская) стадия в конце раннего-начале среднего лютета сменилась весьма теплой, способствовавшей миграции тропических клавигеринелл и ханткенин в Крымско-Кавказский бассейн. Эта гипертермальная фаза отмечена и в Испанском и Австрийском бассейнах [7, 8]. Во второй половине среднего и в начале позднего лютета наступила фаза охлаждения – исчезают ханткенины, широкое распространение получает *Globigerinatheka* index – индикатор более прохладных вод [10]. На рубеже лютета и бартона отмечается кратковременная фаза потепления, когда вновь сюда мигрировали ханткенины. Видимо, она отвечает глобальному краткосрочному среднеэоценовому термическому оптимуму (MECO), отмечаемому на рубеже лютета и бартона [5, 6]. В начале бартона температура аноксических вод уменьшилась, что наряду с гипоксией, способствовало исчезновению ряда видов и обеднению комплекса и расселению холодноводных катапсидраксов. Пик холодноводности отмечается в позднем бартоне. В это время исчезают глобигеринатеки и получают распространение типично холодноводные тенюителлы. В терминальном лютете произошла крупнейшая перестройка газового режима водной массы Крымско-Кавказского бассейна, когда олиготрофная, аэробная обстановка сменилась эвтрофной – гипоксическо-аноксической, что вызвало биотический кризис. Это событие было обусловлено превращением открытого бассейна в полуизолированный.

Основным методическим приемом, позволившим расчленить традиционные зоны на две или три подзоны, является анализ моментов появления и исчезновения видов стратиграфически важных родов *Subbotina, Acarinina, Turborotalia, Hantkenina, Globigerinatheka, Catapsydrax* и *Tenuitella*. В значительной степени разработанная инфразональная шкала базируется на филумах родов *Turborotalia, Globigerinatheka и Hantkenina* (Рис. 2). Род *Turborotalia*. Различаются две стадии филогенетического развития турбороталий – начальная (позднеипрская) – *T. boweri* (коробчатая форма) и потомковая – *Turbotrotalia frontosa* (типовой вид) и T. possagnoensis – ранний лютет. Род *Globigerinatheka*. Наиболее древняя мелкая – *Globigerinatheka micra* появилась в позднем ипре. Потомковая форма – *Globigerinatheka subconglobata* получает широкое распространение в первой половине лютета. В среднем-позднем лютете к ней добавляется *Globigerinatheka index*. В конце лютета под действием изменившихся условий она видоизменяется в форму *G.* ex gr. *index*, которая в отечественной литературе фигурирует как *Subbotina azerbaidjanica.* Род *Hantkenina.* Наиболее древние в Крымско-Кавказской области ханткинины – *Hantkenina mexicana* и *H. nuttalli* появляются в первой половине лютета. Чуть позже они сменяются потомковой формой – *Hantkenina liebusi*, которая в свою очередь в середине лютета уступает место *Hantkenina dumblei*. Примечательно, что вместе с нею здесь отмечается первое появление не типичных *H.* aff. *australis* (с тонкой раковиной*).* Типичная форма этого вида с толстой и массивной раковиной наряду с *H. compressa* появляется на рубеже лютета и бартона. *Hantkenina australis* в России некорректно именуется как *Hantkenia alabamensis.*

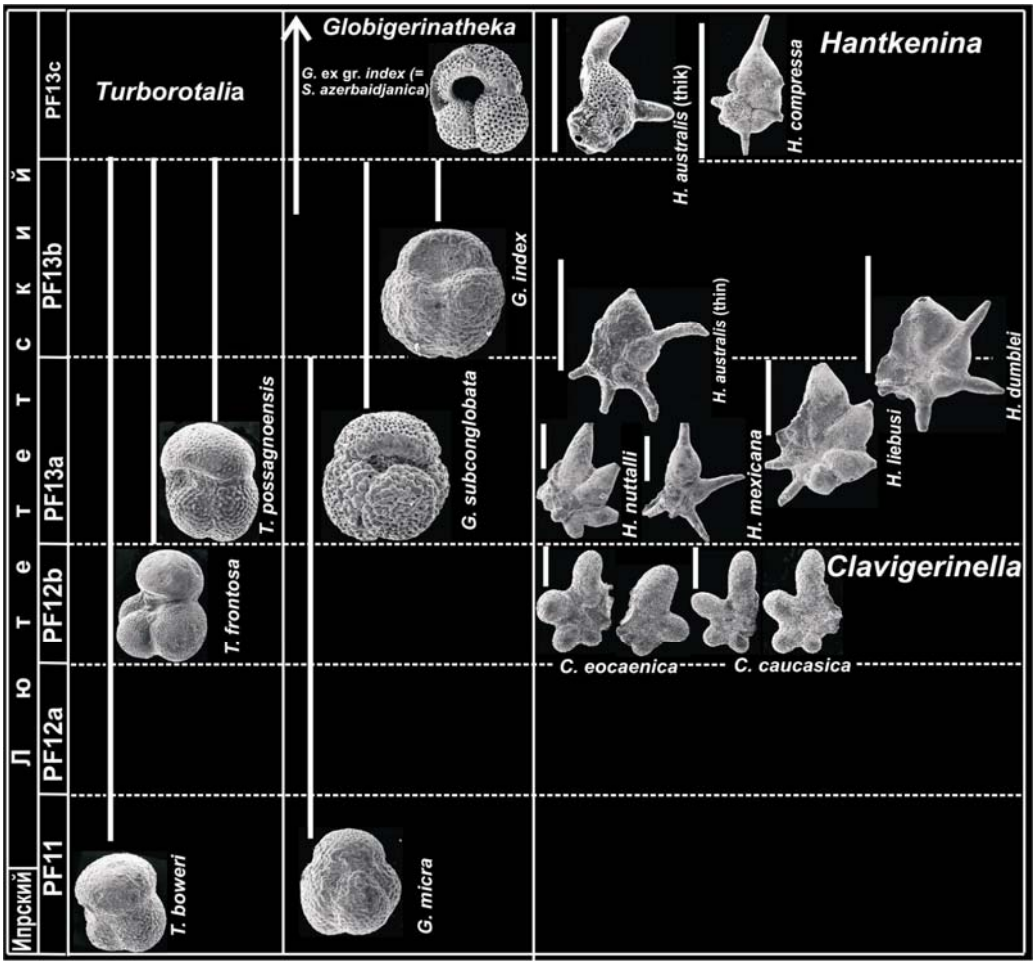


Рис.2. Филогенетические тренды стратиграфически важных родов планктонных фораминифер в ипре-лютете Крымско-Кавказской области.

Выводы. 1) Детализированный вариант шкалы палеогена Крымско-Кавказской области Северного Перитетиса по планктонным фораминиферам обоснован эволюционно-экологической сменой таксонов. 2) Она увязана со стандартной шкалой палеогена Тетиса по планктонным фораминиферам. 3) Представленная региональная шкала служит инструментом оценки геологического возраста био- и литостратонов, биоэвентов, геологических, палеогеографических и палеоклиматических событий в раннем палеогене Крымско-Кавказской области.

Работа поддержана госконтрактом № 16.740.11.0050 и грантом РФФИ № 11-05-0043.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* (2006). Палеоцен и эоцен Российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 14. №1. С. 69–93.

2. *Беньямовский В.Н.* (2001). Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области. Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС. С. 210–223.

3. *Berggren W.A., Pearson P.N.* (2005). A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation // Journal Foraminiferal Research, 35, 279-298.

4. *Benyamovskiy V.N.* (2011). Planktonic foraminifera infrazonal scale of the Middle Eocene of the Crimea-Caucasus region and its phylogenetic and paleobiogeographical foundation // Proceedings of the Sixth International Conference “Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology”. Russia, Moscow, September 19-22. Moscow: PIN RAS. P. 56 – 59.

5. *Bohaty, S.M., Zachos, J.C.* (2003). Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene // Geology, 31, 1017-1020.

6. *Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Floridino, F.,* et al. (2009). Coupled warming and deep sea acidification in the Middle Eocene // Paleooceanography 24: PA2207, doi:1029/2008PA001676,2009.

7. *Larrasoaca, J.C., Gonzalvo, C., Molina, E.* (2008). Integrated magnetobiochronology of the Early/Middle Eocene transition at Agost (Spain): Implication for defining the Ypresian/Lutetian boundary stratotype // Lethaia, 41, 395-415.

8. *Ortiz S., Gonzalvo C., Molina E.* et al. (2008). Palaeoenvironmental turnover across the Ypresian-Lutetian transition at the Agost section, Southeastern Spain: In search of a marker event to define the Stratotype for the base of the Lutetian Stage // Marine Micropaleontology**,** 69, 297-313.

9. *Pearson P.N., Olsson R.K., Huber B.T.* et al.(eds). (2006). Atlas of Eocene planktonic foraminifera. Cushman found. foram. research. Special publication. No 41. 513 p.

10. *Premoli Silva I., Boersma A.* (1988). Atlantic Eocene planktonic foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 67, 315-356.

11. *Wade B.S., Pearson P.N., Berggren W.A.* et al. (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale // Earth-Science Reviews, 104, 111-142.

СОБЫТИЯ МАССОВОГО ВЫМИРАНИЯ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР И ТЕРМАЛЬНОГО ОПТИМУМА (PETM) В ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВОМ ПОГРАНИЧНОМ ИНТЕРВАЛЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА

Беньямовский В.Н.

Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail:vnben@mail.ru

EPISODES OF THE MASS EXTINCTION OF BENTHIC FORAMINIFERA AND PETM ON THE BOUNDARY OF PALEOCENE AND EOCENE ON NORTH-EASTERN PERI-TETHYS

Benyamovskiy V.N.

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: vnben@mail.ru

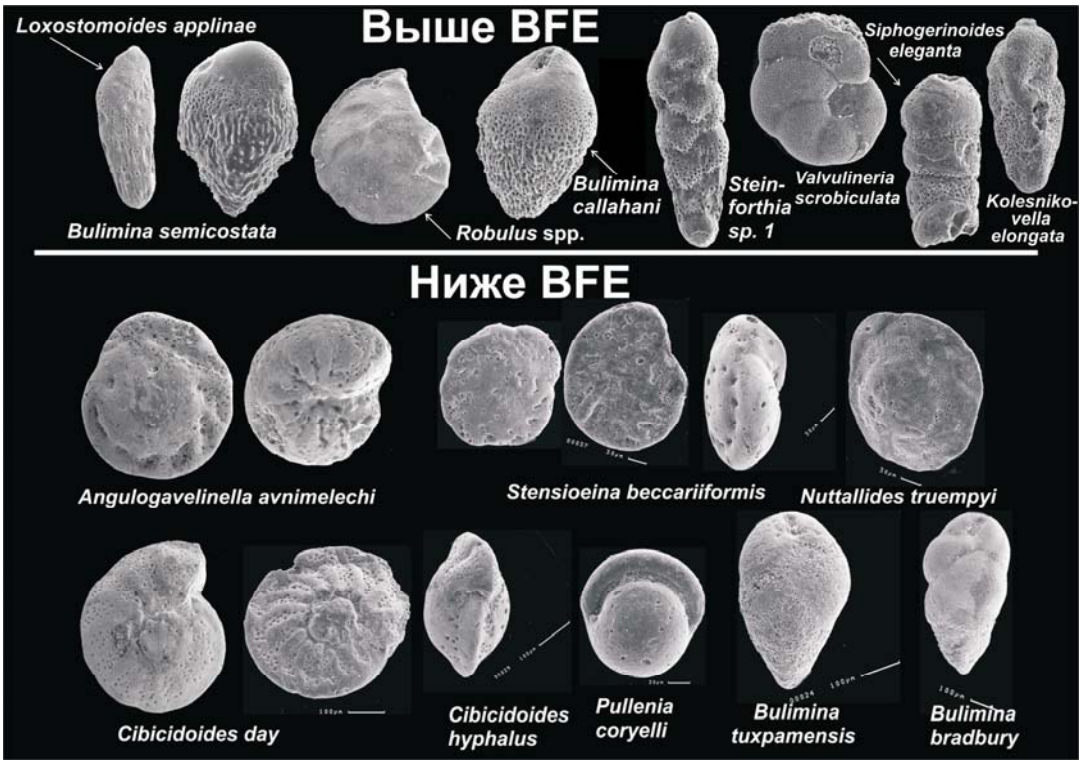
В Северо-Восточном Перитетисе были изучены бентосные и планктонные фораминиферы в пограничном палеоцен-эоценовом интервале по ряду опорных разрезов в сублиторальной части бассейна – Курпаи (Таджикская депрессия, поле развития горючих сланцев) и в батиальной зоне: урочище Торанглы (Западный Копетдаг), Медани (Западная Грузия), а также района Минеральных вод Северного Кавказа (р. Хеу, р. Баксан, р. Малый Зеленчук). Во всех разрезах на границе палеоценовой и эоценовой части отчетливо прослеживается сапропелитовый прослой (СП) незначительной мощности (от 0.2 до 2м) [3, 4, 5, 6]. В подошве СП отмечается массовое исчезновение бентосных фораминифер (рис. 1). Данное событие соответствует эпизоду глобального массового исчезновения ассоциации глубоководных бентосных фораминифер со *Stensioeina beccariiformis*, известному под аббревиатурой BFE (Benthic Foraminifera Extinction), которое совпадает с отрицательным экскурсом изотопа углерода (CIE), принимаемым за нижнюю границу эоцена [7]. Целью проведенных исследований было изучение комплексов бентосных и планктонных фораминифер в пограничных палеоцен-эоценовых отложениях.



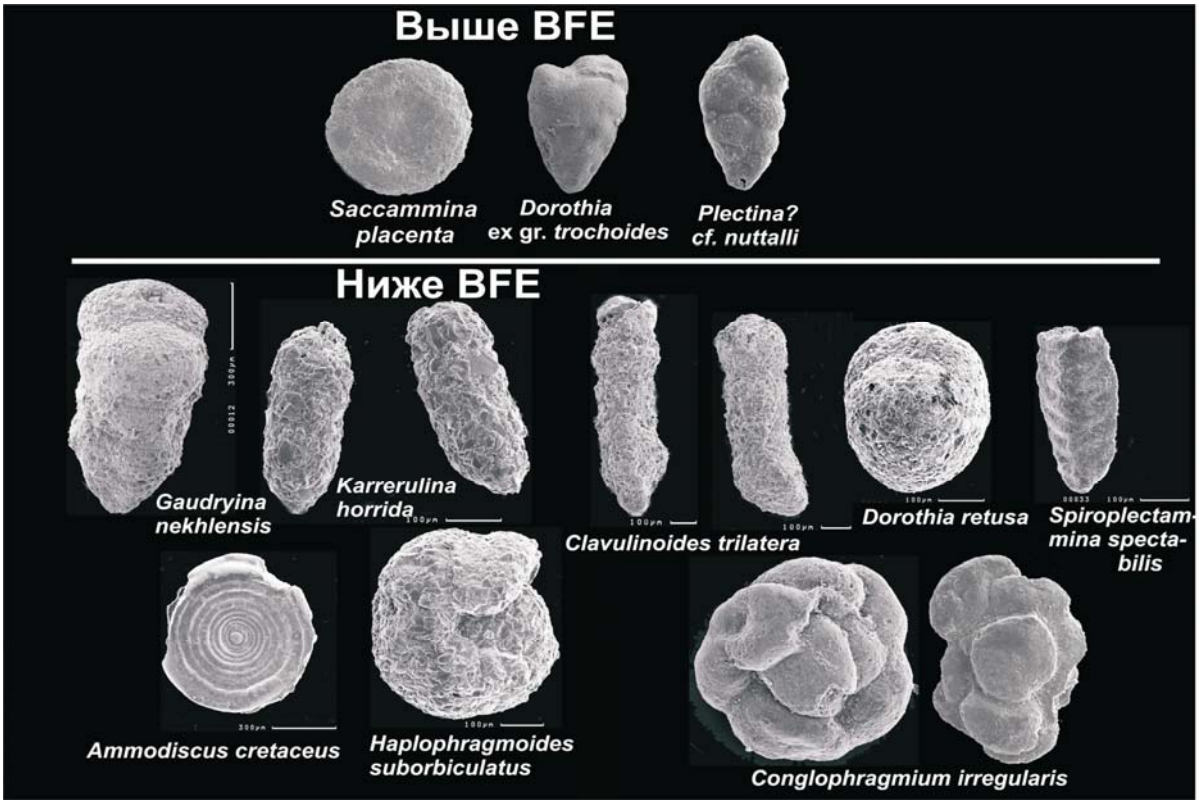
Таблица 1. Характерные секрецирующие бентосные виды (по разрезу Хеу).



Таблица 2. Характерные агглютинирующие виды (по разрезу Хеу).



На рис. 1 дается сравнение разнообразия, экологических типов и обстановок обитания комплексов бентосных фораминифер ниже, выше и в самом СП по ряду опорных разрезов субширотного профиля Северо-Восточного Перитетиса.



На рис. 2 показано распространение бентосных фораминифер в пограничном палеоцен-эоценовом интервале в эталонном разрезе р. Хеу.

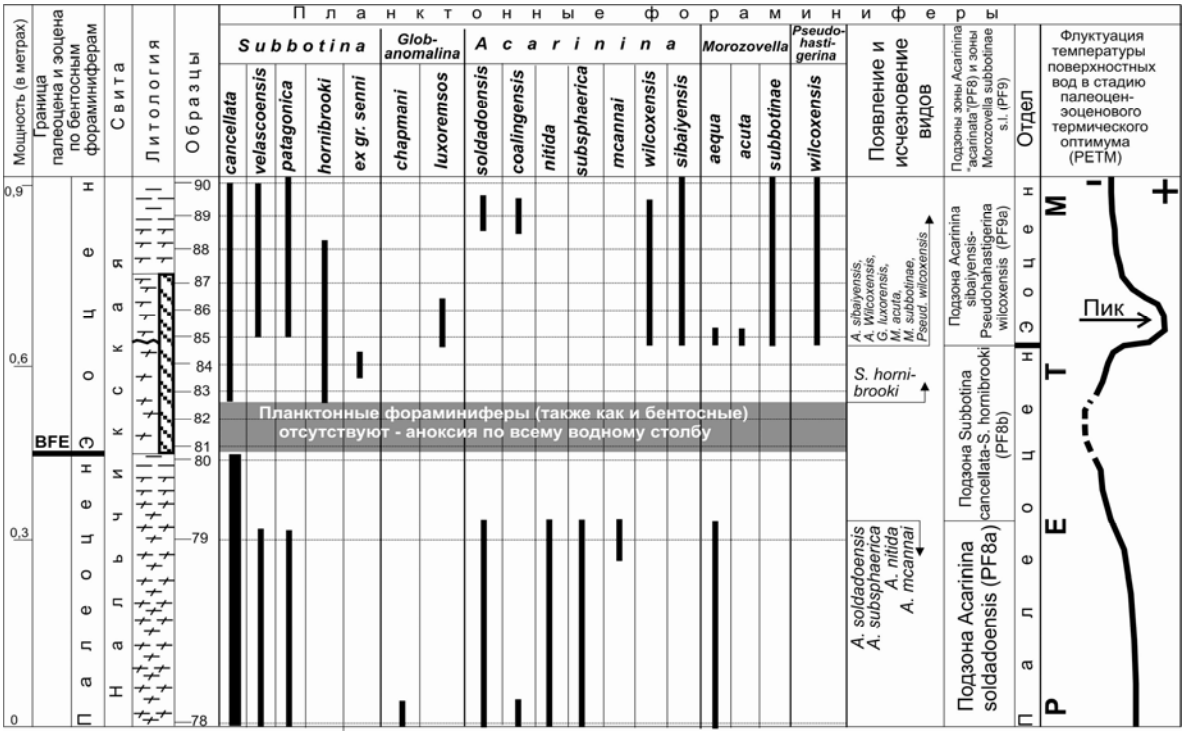


Таблица 3. Зональные и характерные виды планктонных фораминифер переходного палеоцен-эоценового интервала разреза по р. Хеу.

На ниже расположенном рис. 3 приведены данные по комплексам планктонных фораминифер подзон инфразональной шкалы [1 с добавлениями] и флуктуации температур в пограничном палеоцен-эоценовом интервале по разрезу Хеу.



Итак, на границе между СП и подстилающими отложениями происходит событие массового вымирания бентосных глубоководных фораминифер – BFE, что принимается за нижнюю границу эоцена [7]. Исчезает от 50 до 100% комплекса (см. рис 1 и 2). Комплексы бентосных фораминифер СП резко контрастны по сравнению с комплексами в подстилающих верхнепалеоценовых отложениях, что хорошо демонстрируется материалом разреза р. Хеу (см. рис 2 и табл. 1 и 2).

Как показывают изученные материалы, ведущим фактором, влиявшим на формирование комплексов (в первую очередь бентосных), являлась трофность среды обитания [2]. Для аэрируемых (олиготрофных и мезо-олиготрофных) обстановок с нормальной или близкой к нормальной оксигинации водной массы характерны богатые и разнообразные комплексы бентосных фораминифер. Они, как правило, существовали в досапропелевую фазу. Стадия формирования СП терминального палеоцена и начала эоцена характеризовалась коренной перестройкой трофности среды обитания. По всему изученному пространству СВ Перитетиса получили развитие обстановки с большим или меньшим дефицитом кислорода. При крайней степени гипоксии (сверхэвтрофная или аноксическая среда обитания) фораминиферы полностью или почти полностью отсутствовали в осадках, что и наблюдается в СП (см. рис. 1-3). Промежуточные состояния, отвечающие эвторофной или мезо-эвторофной среде обитания, свойственные как времени накопления СП так и последующей фазе, отличались тем, что в дизаэробной среде могли выживать только виды-дизоксики, которые формировали уклоняющиеся сообщества. Таким образом, если начало стрессового интервала, отвечающего подошве СП, был повсеместно очень резким, то выход из коллапса был не столь однозначным.

Планктонные фораминиферы – чуткие индикаторы температуры поверхностных вод. Известно, что на рубеже палеоцена и эоцена отмечается глобальный эпизод палеоцен-эоценового температурного максимума (PETM). В позднепалеоценовом комплексе подзоны Acarinina soldadoensis (PF8a) СВ Перитетиса в массовом числе

отмечаются низкоширотные акаринины, глобаномалины, морозовеллы и субботины, указывающие на глобальный эпизод PETM (см. рис. 3 и табл. 3). Как показывают материалы по разрезу Хеу пик температуры в эту стадию отвечает самому началу эоцена, что соответствует подошве подзоны Acarinina sibaiyensis-Pseudohastigerina wilcoxensis (PF9a) и характеризуется появлением тропической морозовеллы *M. subbotinae* и акаринин (см. рис. 3 и табл. 3). Отметим, что в тропическом поясе появление короткоживущей *A. sibaiyensis* принимается за подошву самой нижней зоны эоцена – E1, по появлению *P. wilcoxensis* устанавливается следующая зона ипра – E2 [8, 9].

Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00431 и госконтракта № 16.740.11.0050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беньямовский В.Н.* (2001). Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области. Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкций. Ответ. ред. Ю.Б. Гладенков, К.И. Кузнецова. Москва. ГЕОС. С. 210-223.

2. *Беньямовский В.Н.* (2012). Перелом в развитии бентосных фораминифер на рубеже палеоцена и эоцена по материалам опорных разрезов р. Хеу (Северный Кавказ) и скв. 228 (Полярное Предуралье) // Палеострат-2012. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. С. 9 –10.

3. *Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О. и др.* (1996). Палеонтологическая и геохимическая характеристика верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС. (Тр. ГИН; Вып. 501). С. 117-132.

4. *Ступин С.И.* (2004). Фораминиферы и особенности формирования верхнепалеоценовых отложений Северо-Восточного Перитетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 12. № 3. С. 87–99.

5. *Ступин С.И.* (2008). Комплексы фораминифер палеоцена и эоцена в разрезах Центральной части Северного Кавказа // Геология и геофизика. Вып. 10-11. Приложение к журналу. С.357-359.

6. *Ступин С.И., Музылев Н.Г.* (2001). Позднепалеоценовый экологический кризис в эпиконтинентальных бассейнах Восточного Перитетиса: микробиота и условия формирования сапропелитового прослоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 9. № 5. С. 87-93.

7. *Aubry Marie-Pierre, Ouda Kh., Dupis Ch., et al.* (2007).The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt) // Episodes. Vol. 30. No 4. P. 271-286.

8. *Pearson P.N., Olsson R.K., Hemleben C., et al.* (eds). (2006). Atlas of Eocene planktonic foraminifera. Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special publication, 41. 513 p.

9. *Wade B.S., Pearson P.N., Berggren W.A., et al.* (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. Earth-Science Reviews. 104. P. 111-142.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ СЕМЕЙСТВА ISLANDIELLIDAE В НЕОГЕНЕ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Бордунов С.И.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: sib-msu@mail.ru

PECULIARITY OF THE RANGE OF THE REPRESENTATIVES OF THE FAMILY ISLANDIELLIDAE IN NEOGENE OF THE EARSTERN KAMCHATKA

Bordunov S.I.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: sib-msu@mail.ru

В неогене Восточной Камчатки значительную роль в фораминиферовых палеосообществах играли представители семейства Islandiellidae. Исландиеллиды имеют широкое распространение в современных морях и океанах. Они встречаются в приполярных и в экваториальных районах, но везде обитают в достаточно холодных водах [10, 11]. Наиболее широкое распространение они получили в Тихом океане, в котором обитают около 40 видов 11 родов этого семейства.

Изучением экологии современных исландиеллид в арктических и бореальных областях занимались З.Г. Щедрина [14], Х.М. Саидова [10], В.И. Гудина и др.[4], Т.С. Троицкая [11], Л.Ю.Поляк, [7], М.С. Бараш и др. [1], Т.А.Хусид и др. [13] и другие исследователи. Вопросами экологии неогеновых фораминифер Дальнего Востока занимались Н.А. Волошинова и Л.С. Леоненко [2], Т.В. Преображенская [12], Т.В. Дмитриева [5], С.П. Плетнев [6] и другие. Сведения по экологии и распространению исландиеллид представляют интерес с точки зрения их использования в палеогеографических построениях, для восстановления палеообстановок и повышения детальности и надежности биостратиграфических схем.

Глубина обитания в осадке на дне бассейна для большинства представителей семейства Islandiellidae составляет от 1 до 2 см, т.е. они относятся к так называемой инфауне. Наиболее часто представители исландиеллид встречаются на внешнем шельфе (сублиторали) и верхней батиали, опускаясь на большие глубины в более южных районах.

Современные виды рода *Islandiella* имеют широкое распространение от Атлантики до Тихого океана. Они встречаются в водах с нормальной и близкой к ней соленостью на глубинах до 1500 м, при температуре воды в Тихом океане 2-3° С, а в Японском море - на глубинах от 120 до1000 м при температуре от 2 до 8° С и наиболее обильны на глубинах около 300 м [4].

Виды рода *Cassandra* имеют ареал обитания сходный с таковым исландиелл, но приурочены, как правило, к меньшим глубинам и более холодным массам воды при температуре менее 3° С. Количественный максимум наблюдается на глубинах около 100 м. [10]. Встречаются на сублиторали, реже в батиали в приконтинентальных районах бореальной области, северных субтропиков и тропиков. Представляют интерес данные Х.М. Саидовой [9] о присутствии *Cassandra translucens* (Cushman et Hughes) на материковом склоне Камчатки и Курильской гряды на глубинах 1400−2800 м. при температуре воды 1−2° С. В Японском море кассандры выдерживают колебания солености от 32,8 до 34,2 $^{o}/_{oo}$.

Род *Planocassidulina* представлен только двумя видами. Вид *Planocassidulina norcrossi* (Cushman) обитает во всех арктических морях на глубинах от 18 до 680 м при температуре воды от 0 до 1,5^{o} С и солености около 31 $^{o}/_{oo}$ [4]. Вид *Planocassidulina kasiwazakiensis* (Husezima et Maruhasi) в Японском море широко распространен на глубинах от 40 до 500 м в западной части моря и опускается у берегов Японии на глубину до 1200 м при температуре воды от 0,2 до 8° С и солености 33−34 $^{o}/_{oo}$ [4].

Род *Cassilamellina* распространен на сублиторали и верхней батиали бореальной и тропической областей Тихого океана в интервале глубин 20−450 м. Наибольшее количество особей рода встречено на глубинах около 200 м. Виды этого рода обитают при температурах придонных вод менее 3° С. В тропической области встречаются в области холодных течений и областях подъема холодных вод (апвеллинга) [10].

Представители рода *Discoislandiella* имеют широкое распространение в Тихоокеанском регионе. Обитают на сублиторали и верхней батиали бореальной области, а также верхней батиали тропиков в приконтинентальных районах [10]. В наибольшем количестве представлен на глубинах 150−200 м, но есть и более глубоководные формы, например, такие как *Discoislandiella smechovi* (Voloshinova), предпочитающие глубины 600−1200 м [10, 11]. Вид *Discoislandiella helenae* Feuyling-Hanssen et Buzas является индикатором атлантических вод в Северном Ледовитом океане, где встречается на глубинах 350-1500 м. Встречаемость этого вида связана с обилием планктонных и бентосных фораминифер, т.е. с биопродуктивностью водных масс [7].

Таким образом, оценив известные данные по экологии современных представителей родов данного семейства, встреченных в неогене Восточной Камчатки, можно заключить, что, в целом, это холодноводное семейство, обитает, в основном, при температурах придонных вод менее 3°С, и лишь некоторые виды живут при температурах 3−8° С. В то же время это одна из наиболее глубоководных секреционных групп фораминифер, живущих на шельфе и материковом склоне. Как правило, они доминируют или представлены значительным числом экземпляров в комплексах фораминифер на глубинах 200−1000 м. В наибольшем числе они живут на внешней кромке шельфа и материковом склоне. В осадке характеризуют фации открытого моря.

Они встречаются в водах с нормальной или близкой к ней соленостью, некоторые виды могут выдерживать незначительное (на 2−3 ‰) ее уменьшение.

Приуроченность исландиеллид к водным массам с достаточно определенными физико-химическими показателями среды позволяет использовать представителей данной группы в качестве индикаторов определенных условий осадконакопления при восстановлении палеообстановок древних бассейнов.Отмеченные закономерности можно показать на примере распределения исландиеллид в разрезе ольховской свиты Восточной Камчатки (верхний плиоцен − эоплейстоцен).

Первые представители исландиеллид (*Discoislandiella subarctica* Bordunov) появляются в нижней части толщи 1, представленной, в основном, гравийно-галечными рыхлыми конгломератами, в прослоях зеленовато-серого алеврита. В комплексе фораминифер количественно преобладают мелководные эльфидииды *Retroelphidium hughesi* (Cushman et Grant) и *Cribroelphidium goesi* (Schedrina). Основу комплекса составляют аркто-бореальные виды *Hyanesina orbicularis* (Brady), *Globobulimina glacialis* (Cushman et Ozawa), *Cribroelphidium subarcticum* (Cushman), *Retroelphidium subclavatum* (Gudina), *Buccella hannai arctica* (Voloshinova), характерные для достаточно холодноводных шельфовых обстановок с глубинами около 50 м. Вид *Discoislandiella subarctica* значительным числом экземпляров представлен лишь в одном случае, в большинстве же проб из данной толщи раковины данного вида отсутствуют. Это свидетельствует о неблагоприятных условиях для развития данного вида в основное время формирования отложений этой толщи. Представители других родов исландиеллид в данных осадках не встречены.

В нижней части толщи 2 (конгломераты, гравийники, песчаники мелкозернистые) исландиеллиды не обнаружены. Здесь, как и в толще 1, преобладают мелководные эльфидииды. Вновь представители группы появляются в пачке 16 толщи 2 (алевролит зеленовато-серый песчанистый). Для комплекса фораминифер из этого

слоя характерно значительное количество экземпляров представителей родов *Discoislandiella, Islandiella, Cassilamellina.* Доминирует *Discoislandiella subarctica*. Массовое присутствие исландиеллид в отложениях данной пачки свидетельствует об условиях внешней среды благоприятных для развития этой группы.

Если проанализировать глубины обитания современных представителей данного семейства, встреченных в ольховской свите, то можно с некоторой долей условности заключить, что во время формирования данных отложений глубины составляли порядка 200−300 м. Присутствие ряда сравнительно глубоководных видов *Epistominella pacifica* (Cushman), *Uvigerina peregrina* (Cushman), *Cribroelphidium batiale* (Saidova) и некоторых других, а также планктонных форм *Globigerina bulloides* (d'Orbigny) и *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) в верхней части пачки 16 может служить показателем некоторого углубления бассейна, возможно, до глубин порядка 400−600 м. Такое углубление должно было улучшить водообмен с тихоокеанскими водными массами, что нашло отражение в появлении планктонных форм. Данные по исландиеллидам не противоречат такому заключению.

В толще 3, представленной конгломератами и галечниками, с прослоями коричневых глин исландиеллиды отсутствуют. В комплексе фораминифер преобладают мелководные *Retroelphidium hughesi* (Cushman et Grant), *R. clavatum* (Cushman), *Cribroelphidium bartletti* (Cushman), что также как и состав осадков, свидетельствует о резком обмелении древнего бассейна до глубин порядка 10−50 м. Характер изменения фауны фораминифер свидетельствует о блоково-глыбовой тектонике региона в конце плиоцена – начале эоплейстоцена.

Анализ распределения исландиеллид в неогеновых отложениях Карагинского опорного разреза также показал, что условия обитания северотихоокеанских представителей данного семейства в неогене, в целом, соответствовали современным. Так, представители мелководного рода *Cassandra* встречены в пачках грубообломочных песчаников следующих свит [3]: пестроцветная, мыса Плоского, лимитэваямская, усть-лимитэваямская, тусатуваямских слоев.

Виды рода *Discoislandiella*, предпочитающего глубины 150−200 м, в Карагинском разрезе встречены в более тонкозернистых породах следующих свит: пестроцветная (толща 10 - зеленовато-серые песчаники, содержащие обильные карбонатные конкреции), мыса Плоского (толщи 1 - 5 – в прослоях песчаников, с рассеянной галькой и гравием, и выдержанными горизонтами не крупных карбонатных конкреций), а также в песчанистых алевролитах лимимтэваямской свиты.

Род *Cassilamellina* в неогеновых отложениях о. Карагинского (толщи 2−5 свиты мыса Плоского, толща 8 юнюньваямской свиты, сложенные песчаниками и диатомовыми песчанистыми алевролитами) представлен одним видом *Cassilamellin*a *californica* (Cushman et Hughes), в современных морях обитающего на глубинах 150−500 м. Характеристика распространения данного вида хорошо согласуется с фациальной принадлежностью вмещающих осадков, а также составом комплексов фораминифер, встреченных совместно с ним в данных отложениях.

Представители *Planocassidulina kasiwazakiensis* (Husezima et Maruhasi) впервые появляются в песчаниках усть-лимимтэвамской свиты. Интервал глубин, в котором данный вид обитает в настоящее время, составляет 20−500 м , при температуре воды от 0,2 до 8° С и солености 33−34 $^{o}/_{oo}$ (Гудина и др., 1968).

Представители рода *Islandiella* в изученных разрезах появляются в плиоцене (толща 11 лимимтэваямской свиты). Они встречаются в сравнительно глубоководных отложениях 11 и 12 толщ лимимтэвамской свиты (алевролиты и диатомиты). Как и современные представители данного рода, они характеризуют обстановки с глубинами порядка 150– 500 м.

Проведенный обзор распространения исландиеллид в неогеновых отложениях Восточной Камчатки и сравнение с данными по экологии современных представителей этого семейства показали, что группа является хорошим индикатором условий окружающей среды и может успешно использоваться в палеобатиметрических и других палеогеографических реконструкциях кайнозойских бассейнов Северо-Западной Пацифики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казаринова Г.Х., Хусид Т.А.* (2001). О палеоокеанологии Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология. Т. 41, № 5. С. 755-767.

2. *Волошинова Н.А., Леоненко Л.С.* (1973). Палеоэкология фораминифер и их значение для стратиграфии и выяснения условий образования осадков (на примере окобыкайской свиты Северного Сахалина) // Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск. Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 62. С.7-44.

3. *Гладенков Ю.Б.*(1972). Неоген Камчатки (вопросы биостратиграфии и палеоэкологии). М.: Наука. 251 с.

4. *Гудина В.И., Саидова Х.М., Троицкая Т.С.* (1968). К экологии и систематике исландиеллид (Foraminifera) // Докл. АН СССР. Т. 182, № 1. С. 225-227.

5. *Дмитриева Т.В.* (2004). Палеоэкология миоценовых фораминифер Западной Камчатки и их значение для выяснения условий формирования нефтеперспективных отложений // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов. С-Пб., Недра. С. 199-207.

6. *Плетнев С.П.* (2006). Изменение экоструктуры кайнозойских фораминифер как основа для реконструкции глубин Охотоморского седиментационного бассейна // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Киев. С. 99-109.

7. *Поляк Л.В.* (1985). Фораминиферы донных отложений Баренцева и Карского морей и их стратиграфическое значение // Автореф. дис. канд. геол. - минерал. наук. Л. 22 С.

8. *Преображенская Т.В.* (1975). Донные фораминиферы неогеновых морей Анадырской впадины // Палеобиология донных беспозвоночных прибрежных зон моря. Владивосток. Сб. 4. С. 215-227.

9. *Саидова Х.М.* (1961). Экология фораминифер и палеогеография дальне-восточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Наука. 231 С.

10. *Саидова Х.М.* (1975). Бентосные фораминиферы Тихого океана. Ин-т океанологии АН СССР. М., Наука. 875 с.

11. *Троицкая Т.С.* (1970). Условия обитания и распределения фораминифер в Японском море (семейства Elphidiidae, Cassidulinidae и Islandiellidae) // Общие вопросы изучения микрофауны Сибири, Дальнего Востока и других районов. М., Наука. Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 71. С. 136-160.

12. *Преображенская Т.В.* (1979). Некоторые вопросы экологии сообществ донных фораминифер позднекайнозойских морей Анадырской впадины // Палеоэкология сообществ морских беспозвоночных. Владивосток. Ин-т биологии моря. Сб. работ. №16. С. 34-51.

13. *Хусид Т.А., Басов И.А., Горбаренко С.А.* (2005). Послеледниковое развитие бентосных фораминифер в южной части Берингова моря // Арктика и Антарктика. Вып.4 (38). М., Наука. С. 103-114.

14. *Щедрина З.Г.* (1950). К фауне фораминифер Охотского моря // Исследования дальневосточных морей СССР. Л., изд-во АН СССР. Вып. 2. С. 248-280.

ЗОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР ВЕРХНЕГО БАРРЕМА – НИЖНЕГО АПТА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Бровина Е.А.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: brovina.ekaterina@gmail.com

ZONAL ASSAMBLAGES OF BENTHIC FORAMINIFERS OF THE UPPER BARREMIAN-LOWER APTIAN OF THE SOUTH-WESTERN CRIMEA

Brovina E.A.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: brovina.ekaterina@gmail.com

Материалом для исследования послужили нижнемеловые (баррем-аптские) фораминиферы из разреза близ с. Верхоречье и разрезов старого и нового Балаклавских карьеров (Юго-Западный Крым) (Рис. 1). Всего было взято 53 образца из пород различного литологического состава (глины, алевролиты, мергели), весом 0,5 – 0,6 кг каждый, с вертикальным интервалом в 1 – 1,5 м.



Рис. 1. Расположение изученных разрезов на карте Крыма. 1 – Верхоречье, 2 – Балаклавский карьер.

По результатам изучения фораминифер из Верхоречья (Рис. 2) удалось выявить части разреза, отвечающие зонам по планктонным фораминиферам. Поскольку в верхней части разреза (обр. 214-217) нами обнаружены виды *Blefuscuiana excelsa cumulus* и *B. aptiana orientalis*, относим этот интервал к аптской зоне *Hedbergella aptica* [3]. Ниже по разрезу зональные формы не встречены, и отнесение более низких его горизонтов к нижней части зоны *H. aptica* и нижележащей зоне Glbobuligerina tardita – Clavihedbergella primare сделано по литературным данным [2].

Однако анализ распространения по разрезу бентосных фораминифер позволил выявить несколько стратиграфически сменяющих друг друга комплексов, распространенных на гораздо более узких интервалах. На рис. 2 представлены только значимые для выделения этих комплексов виды.

В низах верхнего баррема (обр. 206-211) встречен богатый комплекс с Lenticulina tumulata – Lenticulina mutabilis, отвечающий нижней половине аммонитовой зоны Patruliusiceras uhligi горного Крыма [1], зонам по наннопланктону NC5D и нижней части NC5E, нижней части зоны по планктонным фораминиферам Globuligerina tardita – Clavihedbergella primare [2]. Он характеризуется высоким разнообразием из 42 видов,

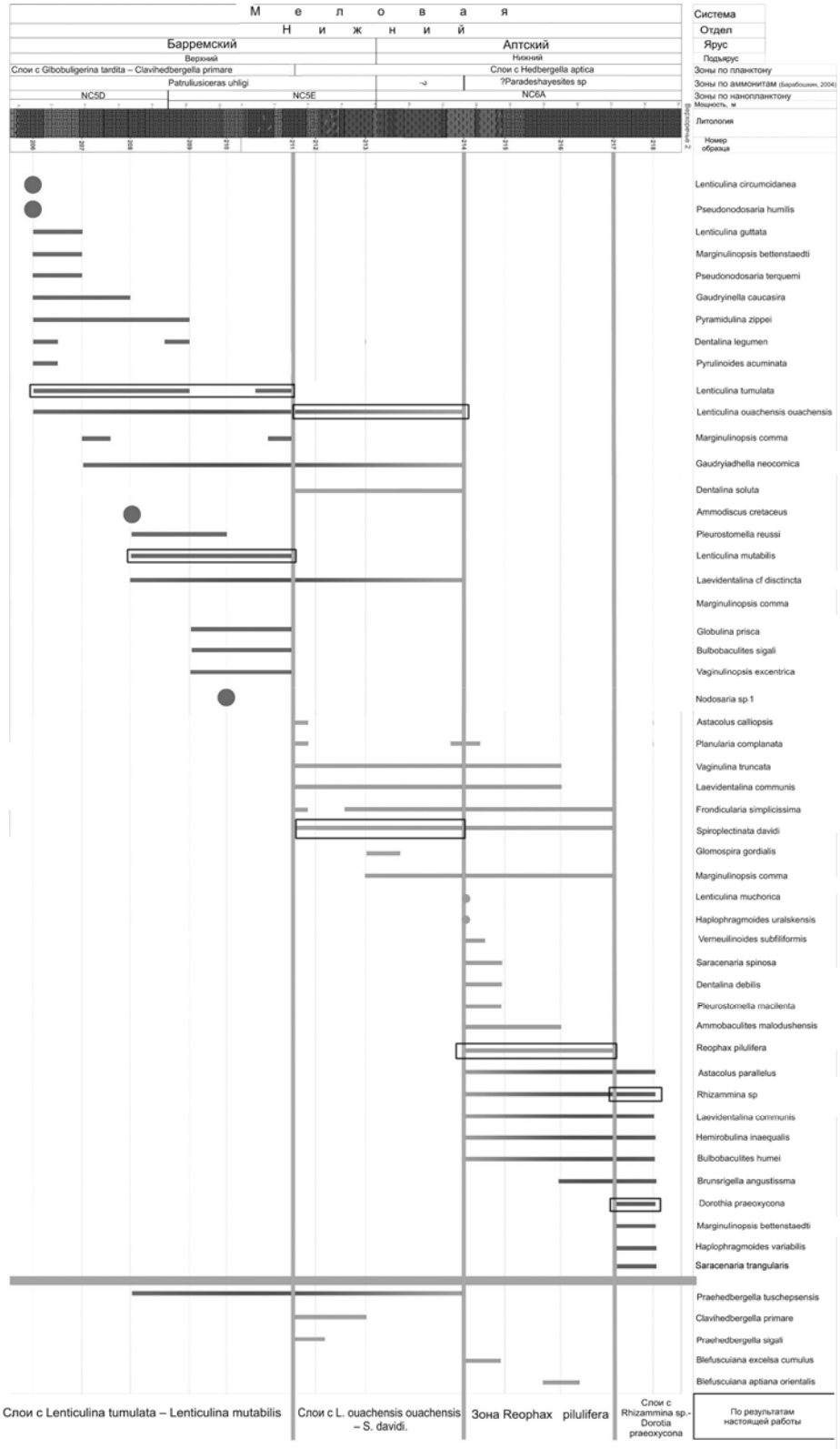


Рис. 2 Стратиграфически значимые виды фораминифер из верхнебарремских – нижнеаптских отложений разреза Верхоречье.

распределенных неравномерно. Индексы представлены наиболее обильно, из них только *L. tumulata* встречен практически в каждом из образцов интервала, *L. mutabilis* характеризует его верхнюю часть; оба исчезают на верхней границе комплекса. Виды *Lenticulina circumcidanea, L. guttata, Pseudonodosaria humilis, P. terquemi,*

Marginulinopsis bettenstaedti, Gaudryinella caucasira, Pyramidulina zipppei, Dentalina legumen, Pyrulinoides acuminata, характеризуют нижнюю часть интервала, а *L. mutabilis, Marginulinopsis comma, Globulina prisca, Bulbobaculites sigali* и *Vaginulinopsis excentrica* – верхнюю, и их исчезновение подчеркивает верхнюю границу комплекса. Кроме того, на этой границе отмечено первое появление бентосных форм: *Astacolus calliopsis, Planularia complanata, Dentalina soluta*, *Vaginulina truncata, Laevidentalina communis* и *Spiroplectinata davidi*, и планктонных – *Clavihedbergella primare* и *Praehedbergella sigali*.

Для верхней части верхнего баррема – нижнего апта выделен комплекс с Lenticulina ouachensis ouachensis – Spiroplectinata davidi, отвечающий верхам аммонитовой зоны *Patruliusiceras uhligi* [1], верхней части NC5E и низам зоны NC6A по наннопланктону, верхней части зоны *Glbobuligerina tardita – Clavihedbergella primare* и нижней части зоны *Hedbergella aptica* по планктонным фораминиферам [2]. Комплекс охарактеризован 53 видами, из которых: *A. calliopsis, Dentalina soluta*, *Pl. complanata, V. truncata, L. communis*, *S. davidi, Frondicularia simplicissima* появляются на его нижней границе, а на верхней исчезают: *Lenticulina ouachensis ouachensis, Gaudryiadhella neocomica, Dentalina soluta, Laevidentalina* cf. *disctincta.* Таким образом, только в этом интервале разреза встречен *Dentalina soluta* и совместного распространены наиболее характерные и многочисленные – *Lenticulina ouachensis ouachensis* и *Spiroplectinata davidi.* Интересно отметить, что переход между комплексами *L. tumulata – L. mutabilis* и *L. ouachensis ouachensis – S. davidi* плавный, виды сменяют друг друга постепенно, что свидетельствует об отсутствии перерыва.

Появление 11 новых таксонов: *Verneuilinoides subfiliformis, Saracenaria spinosa, Dentalina debilis, Pleurostomella macilenta, Hemirobulina inaequalis, Laevidentalina communis affv, Rhizammina spp, Astacolus parallelus, Reophax pilulifera, Bulbobaculites humei* на уровне обр. 214 отмечает следующий комплекс с *R. Pilulifera.* Он охватывает в нижнем апте нижнюю часть аммонитовой зоны *?Paradeshayesites* sp. и среднюю часть зон NC6A по наннопланктону и *Hedbergella aptica* по планктонным фораминиферам. Характеризуется 44 видами, лишь один из которых – *R. pilulifera* – распространен только в этом интервале.

В более высоких горизонтах нижнего апта (обр. 217 и 218) выделен комплекс с *Rhizammina* sp. – *Dorotia praeoxycona*, отвечающий средней части аммонитовой зоны *?Paradeshayesites* sp., а также верхней части зон NC6A и *Hedbergella aptica*. Происходит резкая смена доминантов в видовой структуре комплекса, и в этой части разреза главенствующую роль (70%) получают агглютинированные таксоны. Среди них существенно преобладают индексы. Всего в этом интервале разреза определено 35 видов, из них 4 встречены впервые: *Marginulinopsis bettenstaedti, Saracenaria trangularis*, *Haplophragmoides variabilis, Ammobaculites fragmentarius*. Семь видов из определенных ниже не встречены в этом комплексе: *Cithharinella concinna, Trochogaudryina filiformis, Oolina globosa, S. davidi, Frondicularia simplicissima, Marginulinopsis comma*.

При анализе распространения комплексов фораминифер в разрезах Балаклавского карьера (Рис. 3) было обнаружено, что, несмотря на скудный видовой и количественный состав, они коррелируются с таковыми из разреза с. Верхоречье.

Старый Балаклавский карьер (обр. 126а) и самая нижняя часть разреза нового Балаклавского карьера (обр. 101) принадлежат нижнему апту, что подтвержается находками *B. infracretacea*. Из бентосных форм определены: *F. simplicissima* (встречающаяся в р. Верхоречье в комплексе с *L. ouachensis ouachensis – S. davidi* и слоях с *R. pilulifera*), *H. uralskensis* (подошва комплекса с *R. pilulifera*), *V. subfiliformis* (низы комплекса с *R. pilulifera*), *B. humei* (комплекс с *R. pilulifera*), что позволяет

отнести этот интервал к комплексу с *R. pilulifera.* Поскольку выше (обр. 102) определены типичные для верхов разреза Верхоречье *H. variabilis, S. trangularis, M. bettenstaedti,* (комплекс с *R. pilulifera*) и одновременно *A. malodushensis*, этот уровень разреза является переходным от комплекса с *R. pilulifera* к комплексу с *Rhizammina sp.–D.praeoxycona.* Определение возраста более высокой части разреза вызывает затруднения из-за обедненных комплексов, однако, появление *Nodosaria fontannesi,* вида, распространенного только в альбе, позволяет предположить на этом уровне (обр. 109) границу между аптом и альбом.

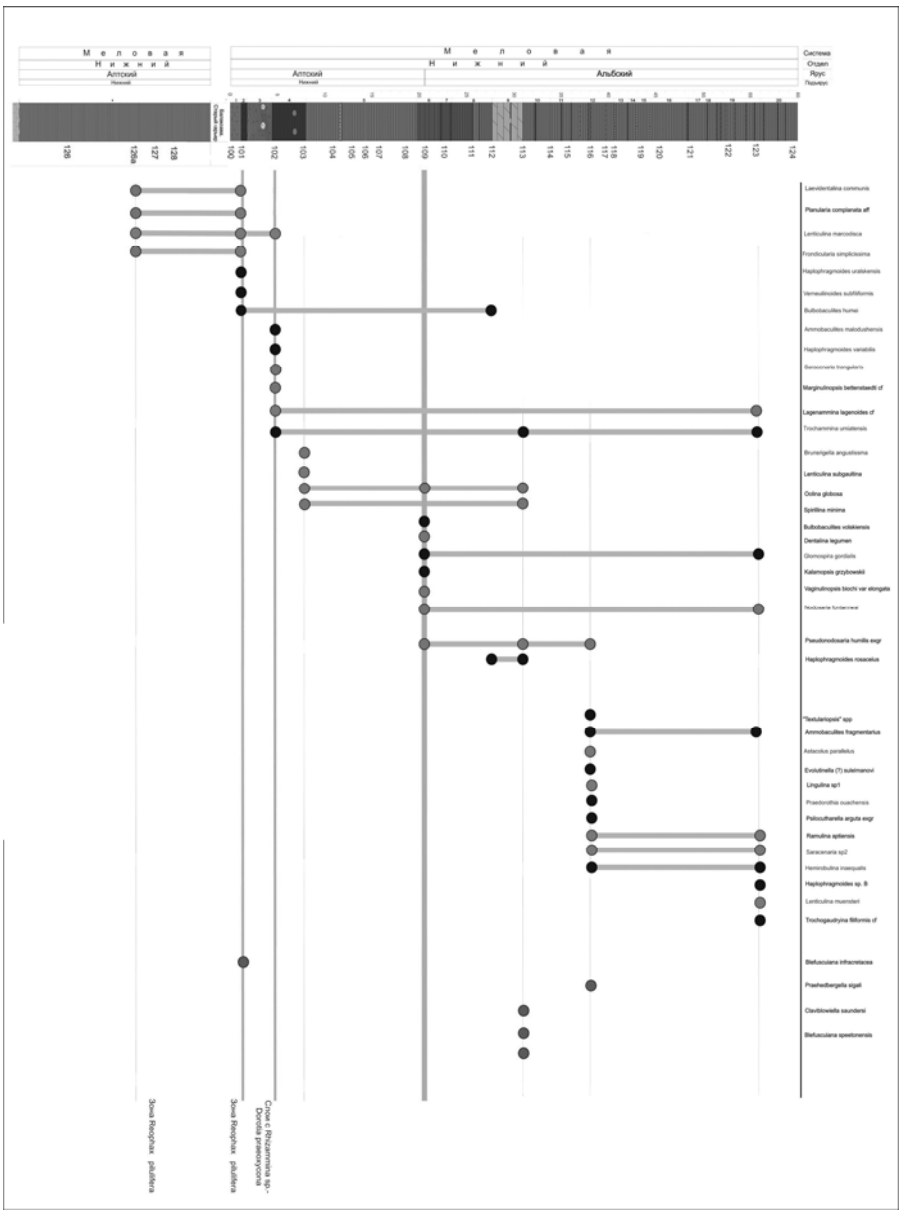


Рис. 3. Распределение фораминифер по разрезам Старого и Нового Балаклавских карьеров.

Таким образом, выделенные по бентосным фораминиферам комплексы, прослеживаются в нескольких разрезах ЮЗ Крыма, что позволяет придать им статус слоев с фауной. Они оказались существенно более дробными, чем зоны по планктонным фораминиферам, поэтому могут использоваться для расчленения и корреляции разрезов региона с большим успехом и могут быть взяты за основу при

создании детальной биостратиграфической схемы по бентосу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барабошкин Е.Ю.* (1997). Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. № 3. С. 22-29/

2. *Горбачик Т.Н.* (1986). Планктонные фораминиферы юры и нижнего мела юга СССР. М.: Наука, 238 с.

3. *BouDagher-Fadel M. K., Banner F.T., Whittaker J.E.* (1997). The early evolutionary history of Planktonic Foraminifera. Chapman & Hall, London, 269 p.

ЗАМЕЧАНИЯ О СИСТЕМАТИКЕ И РАЗВИТИИ ГРУППЫ РОТАЛОИДНЫХ ФОРАМИНИФЕР

Бугрова Э. М.
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ),
Санкт-Петербург, e-mail: eleonora_bugrova@vsegei.ru

SOME REMARKS ON THE TAXONOMY AND DEVELOPMENT OF A GROUP OF ROTALOID FORAMINIFERS

Bugrova E.M.
All-Russia Research Geological Institute (VSEGEI), St. Petersburg,
e-mail: eleonora_bugrova@vsegei.ru

В системе роталоидных фораминифер были приняты род *Anomalina* и производные от него таксоны более высокого ранга [4, 7, 11 и др.]. После упразднения рода [13] виды, ранее относимые к нему, стали не всегда обоснованно определять как *Gavelinella*, *Anomalinoides*, *Brotzenella* и по-прежнему *Anomalina*. Отличия типовых видов побудило вернуться к вопросу о статусе этих родов, поскольку они были включены [13] в разные надродовые категории, что нарушило представление о генетических связях [4, 6, 9 и др.].

Род *Anomalina* пOrbigny, 1826 был охарактеризован весьма кратко: одна сторона плоская, другая – выпуклая, «устье боковое щелевидное возле передней части последнего оборота» [15, с. 282]. Тип рода не был назван, так что, согласно Международному кодексу зоологической номенклатуры, первоначально описанные *A punctulata* и *A. elegans* были в равной мере для этого приемлемы. Кушман [11] выбрал вид *A. punctulata*. Его изображение было схематичным, раковины в коллекции Орбиньи не сохранились, а в 1980 г. Ханзен и Рлгль (Hansen, Rugl) выявили принадлежность вида к роду *Epistomaroides* [13]. Вид *A. elegans*, «ископаемый из окрестностей Бордо» [12, с. 10], сохранился в коллекции, был переописан и изображен, но он не соответствует диагнозу рода и значительно отличается от остальных аномалин из работ Орбиньи. В 1846 г. Орбиньи [16] описал еще 4 вида аномалин из миоцена Венского бассейна: *Anomalina variolata*, *A. austriaca*, *A. rotula* и *A. badenensis*. При изучении их топотипов выявлено [17], что лишь последний соответствует диагнозу этого рода. Так, *A. variolata* оказалась в ряду изменчивости вида *Cibicidoides lobatulus* (Walker et Jacobs). Раковины *A. austriaca* уплощенные, килеватые, камеры на пупочной стороне не достигают центра, а устье тянется на спиральной стороне (признаки рода *Planulina*), так что в качестве типа рода [14] вид непригоден. В ряд изменчивости *A. austriaca* попадает и вид *A. rotula*. Таким образом, типовым видом рода *Anomalina,* из описанных его автором, следует принять *A. badenensis* пOrbigny, 1846 emend Papp et Schmid, 1985 [8, ст. 69-70]. По морфологическим признакам, на мой взгляд, к данному роду принадлежат *Anomalina danica* (Brotzen), *A. grandis* Vassil. из палеоцена, *A. ferra* Schutzk., *A. calymene* (Guembel), *A. capitata* (Guembel) и *A. granosa* (Hantken) из эоцена. Их стенка зернистая, с толстым внешним и более тонким внутренним слоями, крупно- и равномерно пористая [2]. Такая же пористость у *A. danica* из зеландского яруса Южной Швеции, изображенной Густафссоном и Норлингом (Gustafsson, Norling). По морфологии и строению стенки с аномалинами сходна *Linaresia* Gonzбlez-Donoso, 1968.

Принятие *A. austriaca* за тип рода изменило диагноз *Anomalina* [14], вследствие чего *Anomalinoides* Brotzen, 1942 перевели в его синонимы [7]. Но кажется, что последний является самостоятельным таксоном [13] с характерным низкотрохоидным навиванием, инволютной пупочной и частично эволютной спиральной сторонами,

маленьким пупком, низким устьем над периферическим краем, продолжающимся на спиральной стороне.

Род *Gavelinella* Brotzen, 1942 (тип рода *Discorbina pertusa* Marsson, 1878) характеризуется широким пупком (иногда прикрытым пластинками), куда открываются устья камер всех оборотов, широкой округлой септальной поверхностью [10]. Род включает позднемеловые виды *Anomalina ammonoides* (Reuss), *A. moniliformis* (Reuss) и др. [6], палеоценовую *Gavelinella umbilicata* Brotzen, а также раннеэоценовую *Anomalina fallax* Bugrova. Их стенка тонкая, зернистая, пупочные концы камер не имеют утолщений [2].

Синонимом *Gavelinella* считался род *Pseudovalvulineria* Brotzen, 1942 [13] из-за предположения Хофкера о разном понимании Бротценом и Орбиньи типа рода *Rosalina lorneiana* Orbigny, 1840, имея в виду строение пупочной стороны. Однако у типового вида гавелинелл пупок широкий и открытый, а у голотипа *R. lorneiana* различимы пластинки. Поэтому *Pseudovalvulineria* рассматривается как самостоятельный род [5]. У некоторых видов, прежде относимых к обоим родам [6 и др.], переопределена их принадлежность по признакам строения пупочной области: открытый пупок (*Gavelinella*) или в значительной мере перекрытый сильно развитыми пластинками, заходящими в швы (*Pseudovalvulineria*).

Род *Pseudogavelinella* Woloshyna, 1981 – тип рода Rosalina clementiana Orbigny, 1940 sensu Woloshyna – также отличается от *Gavelinella* «узким пупком, всегда закрытым скульптурными образованиями пупочных концов камер и швов» [7, с. 85], натечными образованиями на обеих сторонах раковины, часто более крупными порами на пупочной стороне. По данным изучения осевых сечений, к роду относится часть видов, включаемых ранее в *Pseudovalvulineria*. Стенка их толстая, часто многослойная на спиральной стороне, пупочные концы камер утолщенные, подвернутые вовнутрь, без пластинок. Эволюция рода протекала по пути сглаживания скульптуры на спиральной стороне, утолщения ее многослойной центральной части, заполнения пупочной области шишкой и утолщениями концов камер, изменения формы и положения устьевой поверхности, что привело к появлению признаков нового рода *Pilleussella* J. Nikitina in Bugrova, 2001 [3] (рис.).

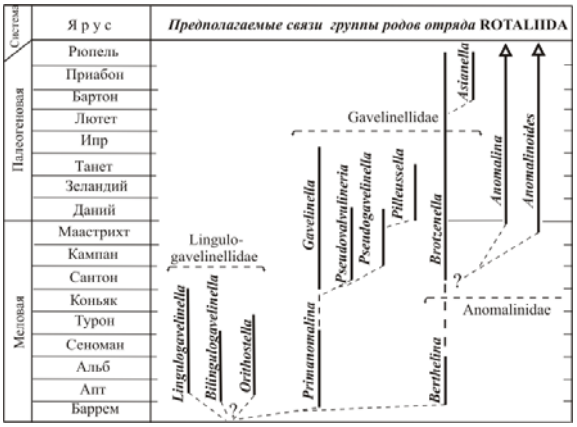
Род *Brotzenella* Vassilenko, 1958 с типовым видом *Anomalina monterelensis* Marie, 1941 был выделен как подрод *Anomalina*, но затем повышен до рода [1]. Его нельзя объединять с *Gavelinella* [13] по резкому отличию типовых видов. Стенка бротценелл зернистая двухслойная и крупнопористая [1, 2]. В развитии этого рода в позднемеловое время происходило утолщение стенки над начальными оборотами, сглаживание швов, образование пупочной шишки. Этот этап закончился видами *B. menneri* (Keller) и *B. hemisphaerica* (Reuss). В датский век возникли мелкие почти гладкие *B. praeacuta* (Vassil.), от которых началось развитие палеогеновых бротценелл. Оно протекало по пути увеличения размеров и уплощения раковин,возрастания у видов числа камер в оборотах, расширения швов, утолщения пупочных концов камер, отложения в центральной части обеих сторон скелетного вещества. Как и в меловой этап, развитие в одной ветви закончилось формой с сильно выпуклой шишкой – видом *Brotzenella discoidea* (Balakhm.).

В род *Asianella* Bugrova, 1990 были объединены виды (среднего эоцена – раннего олигоцена), которые ранее приписывали к *Anomalina*, а затем к *Brotzenella* и *Gavelinella*. От *Brotzenella* они отличаются двояковыпуклой полуинволютной раковиной, широким округлым периферическим краем, отсутствием диска или шишки; от *Gavelinella* их отличают концы камер, утолщенные до валиков, которые при слиянии заполняют пупок.

В состав рода *Anomalina* ранее включались и раннемеловые формы (рис.). Род *Primanomalina* Bugrova, 1990 объединяет *Anomalina infracomplanata* Mjatliuk, 1949 (тип рода), *A. barremiana* (Battenstadt), *A. flexuosa* (Antonova), *A. orcheviensis* (Tsirekidze), *A. sutuiralis* Mjatl., *A. limpida* Alekseeva и др. Их раковины в отличие от *Anomalina* плоские с узким незакрытым пупком, где видны небольшие пластинки, стенка тонкая зернистая. Эволютной спиральной стороной и открытым пупком род близок к *Gavelinella*.

Род *Berthelina* Malapris, 1965 был представлен лишь типом рода *Anomalina intermedia* Berthelin, 1880. К нему могут быть отнесены также *Anomalina agalarovae* Vassil. и *A. berthelina* Keller. У них в пупочной области язычки камер первого оборота сливались, проявлялась тенденция к инволютности спиральной стороны и отложению раковинного вещества в ее центре. Род *Berthelina* с уплощенной многокамерной раковиной, с устьем, переходящим на пупочную сторону, с однотипным с бротценеллами строением пупочной области, представляет собой, вероятно, предковую форму рода *Brotzenella* (рис.).

В **классе** Foraminifera перечисленные выше роды объединены в **надсемейство** Anomalinacea в составе **подотряда** Anomalinina [4, 5] и рассматриваются как особая филогенетическая ветвь развития **отряда** Rotaliida (рис.).



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бугрова Э.М.* (1967). О развитии рода Brotzenella Vassilenko, 1958 в палеогене юго-восточной Туркмении // Материалы IV семинара по микрофауне. М., ОНТИ ВИЭМС. С. 74-87.

2. *Бугрова Э.М.* (1972). К характеристике некоторых родов семейства Anomalinidae (фораминиферы) // Вопр. микропалеонтол. Вып. 15. С. 114-117.

3. *Бугрова Э.М.* (2001). Новые таксоны бентосных фораминифер палеогена СНГ // Палеонтол. журн. № 6. С. 3-9.

4. *Бугрова Э.М.* (2002). О классификации секрецирующих бентосных фораминифер мезо-кайнозоя // Палеонтол. журн. № 1. С. 3-10.

5. *Бугрова Э.М.* (2005). Систематика мезо-кайнозойских фораминифер. Практическое руководство по микрофауне. Том 8. СПб:Изд-во ВСЕГЕИ. С. 17-37.

6. *Василенко В.П.* (1954). Аномалиниды. Ископаемые фораминиферы СССР. Л.: Гостоптехиздат. 282 с.

7. Введение в изучение фораминифер. (1981). Н.Н. Субботина, Н.А. Волошинова, А.Я. Азбель (ред.). Л.: Недра. 209 с.

8. Международный кодекс зоологической номенклатуры. (2004). Изд. 4. Москва. 226 с.

9. Основы палеонтологии. (1959). Т. I. Простейшие. М.: Изд-во АН СССР. 367 с.

10. *Brotzen F.* (1942). Die foraminiferengattung Gavelinella nov.gen. und die Systematik der Rotaliiformes // Årsbok Sver. Geolog. Unders. 36 (8). P.1-60.

11. *Cushman J.A.* (1948). Foraminifera, Their Classification and Economic Use. Cambridge: Harvard Univ. Press.

12. *Hansen H.J.* (1967). Description of seven type specimens of foraminifera designated by пOrbigny, 1826 // Biol. Medd. Dan. Vid. Selsk. Bd. 23. № 16. P. 1-12.

13. *Loeblich A.R. (Jr.), Tappan H.* (1988). Foraminiferal genera and their classification. (Volum I-II). Van Nostrand Reinchold C°, New York.

14. *Le Calvez J.* (1970). Contribution б l'йtude des foraminifиres Palйogиnes du Bassin de Paris // Cahiers de Palйontol. Paris. Edit. Du Centre Nat. Rech. Scient. 326 p.

15. *Orbigny A., n*. (1826). Tableau mйthodique de la classe des Cйphalopodes // Ann. Sci. Naturelles. Paris. Ser. 1, t. 7, p. 245-314.

16. *Orbigny A., d'*. (1846). Foraminifиres fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche). Paris. Gide et Comp. 312 p.

17. *Papp A., Schmid M.E.* (1985). The fossil Foraminifera of the Tertiary Basin of Vienna// Abh. Geol. Bundesanstalt. Bd. 37. Vien. 309 s.

КОЛЛЕКЦИОННЫЙ ФОНД МУЗЕЯ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОНТОЛОГИИ ВНИГРИ – ФУНДАМЕНТ РОССИЙСКОЙ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ

Быстрова В.В., Дмитриева Т.В.
Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург, e-mail: tvdmitrieva@vnigri.ru

THE COLLECTION FUND OF THE VNIGRI'S MUSEUM OF OIL GEOLOGY AND PALEONTOLOGY – THE FOUNDATION OF THE RUSSIAN MICROPALEONTOLOGY

Bystrova V.V., Dmitrieva T.V.
All-Russian Petroleum Research Geological-Prospecting Institute (VNIGRI), St. Petersburg, e-mail: tvdmitrieva@vnigri.ru

Музей нефтяной геологии и палеонтологии ВНИГРИ был создан в 1947 г., когда начались планомерные работы по обработке и хранению каменного материала, который накапливался в институте со времён его организации в 1929 г. в результате проведения широкомасштабных геологических исследований на территории бывшего СССР.

В настоящее время в Музее хранится уникальный по своей научной значимости и сохранности палеонтологический материал из послойно описанных естественных обнажений фанерозоя и опорных разрезов скважин нефтегазоносных бассейнов России и сопредельных территорий как ближнего, так и дальнего зарубежья.

Наибольшее количество каменного материала было собрано в послевоенное время, когда была принята государственная широкомасштабная программа по развертыванию геологической съемки территории Советского Союза, геологических исследований и бурению в пределах осадочных бассейнов. Это потребовало широкого разворота исследований по палеонтологической характеристике отложений, особенно вскрываемых скважинами. Резко возросла потребность в изучении микрофауны. Центром микрофаунистических исследований становится организованная в 1930 г. лаборатория микробиостратиграфии ВНИГРИ (ныне лаборатория микропалеонтологии, входящая в состав Отдела стратиграфии нефтегазоносных провинций), в стенах которой постоянно стал накапливаться и обрабатываться материал по микрофауне, который и составил основную часть обширного коллекционного фонда Музея нефтяной геологии и палеонтологии ВНИГРИ.

Особую роль в формировании и развитии лаборатории сыграли ее первые руководители А.В. Фурсенко и Н.Н. Субботина, которая, будучи руководителем лаборатории микрофауны в течение многих лет, сумела создать замечательный, необыкновенно плодотворный научный коллектив, авторитет и значение которого сохранились и поныне [2].

У истоков развития микропалеонтологических исследований в СССР стояли такие выдающиеся ученые (помимо вышеназванных первых руководителей), как Д.М. Раузер-Черноусова, Л.Г. Даин, В.П. Василенко, Е.В. Мятлюк, В.П. Казанцев, А.В. Швейер, Г.Ф. Шнейдер, Е.В. Быкова, А.К. Богданович, Н.А. Волошинова, Л.П. Гроздилова, Н.К. Быкова, А.И. Нецкая, М.И. Мандельштам, В.Б. Тризна, Е.Н. Поленова и многие другие.

Одним из основных и наиболее существенным в работе лаборатории было академическое направление - монографическое изучение микрофауны. В предвоенные годы вышли первые фундаментальные публикации с описаниями фораминифер, остракод и мшанок.

С 1947 г. начинается издание сборников “Микрофауна СССР”, а с 1951 г. – выпусков «Ископаемые фораминиферы СССР». В период с 1961 по 1976 г. вышли в

свет монографии: «Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлак» (Василенко В.П., 1961), «Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности» (ред. Субботина Н.Н., 1964), «Фораминиферы верхнеюрских отложений Западной Сибири» (ред. Даин Л.Г., 1972), «Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат» (Мятлюк Е.В., 1970), «Фораминиферы семейства Polymorphinidae СССР» (Кузина В.И., 1976) и другие. Коллекции к этим фундаментальным работам, содержащие большое количество голотипов, хранятся в Музее нефтяной геологии и палеонтологии. Имеющийся коллекционный материал Музея собран из осадочных бассейнов Балтийской НГО, Московской ПНО, Тимано-Печорской НГП, Прикаспийской НГП, Северо-Кавказско-Мангышлакской НГП, Днепровско-Донецко-Припятской ГНП, Западно-Сибирской НГП, Лено-Вилюйской и Енисей-Хатангской НГП, а также Охотоморской и Притихоокеанской НГП.

В Музее хранятся 23 коллекции палеозойских фораминифер, насчитывающих 1765 препаратов, и 46 коллекций палеозойских остракод (2703 преп.); 105 коллекций (3925 преп.) фораминифер и 35 коллекций (1050 преп.) остракод и 3 коллекции радиолярий (43 преп.) из мезозойской части разреза; 59 коллекций (3315 преп.) фораминифер, 51 коллекция (1099 преп.) остракод и 2 коллекции радиолярий (60 преп.) из разрезов кайнозоя. Кроме того ВНИГРИ обладает уникальнейшей коллекцией мелкой раковинной фауны из венд-кембрийских отложений Восточной Сибири (колл. Васильевой Н.И., в количестве 1750 препаратов). Помимо музейных коллекций в лаборатории микропалеонтологии ВНИГРИ хранится огромное количество рабочего материала, собранного за более чем 80-летний период ее существования и продолжающего поступать и в настоящее время. Это коллекции фораминифер и конодонтов палеозоя (верхний девон-карбон) Тимано-Печорской, Волго-Уральской и Прикаспийской НГП, фораминифер верхней юры и нижнего мела Тимано-Печорской, Прикаспийской и Западно-Сибирской НГП, фораминифер кайнозоя Дальнего Востока и юга европейской части России, радиолярий верхнего мела европейской части России, кайнозоя Дальнего Востока и юга европейской части России (юг Волго-Уральской НГП, Прикаспийская НГП). Ниже остановимся на краткой характеристике коллекционного фонда Музея по основным нефтегазоносным регионам России [1].

Балтийская нефтегазоносная область. Представлена несколькими небольшими по объему коллекциями фораминифер из преимущественно юрских отложений Прибалтики и коллекциями современных остракод по северо-западу России.

Московская перспективная нефтеносная область. В 50-ые годы при исследованиях керна скважин на микрофауну особое внимание уделялось остракодам, ведущей группе микрофауны в наиболее перспективных на углеводород девонских отложениях. В Музее ВНИГРИ как золотой фонд хранятся коллекции остракод Е.Н. Поленовой и В.С. Заспеловой, известных исследователей, основоположниц остракодовой биостратиграфии девона. Первые шаги по разработке биостратиграфии карбона по фораминиферам делались, главным образом, на разрезах Московской синеклизы. Иллюстрацией к этому является коллекция шлифов, изученная Е.В. Быковой, Р.А. Ганелиной и Т.И. Шлыковой. Мезозойские отложения по Московской ПНО в коллекционном фонде ВНИГРИ представлены, главным образом, коллекциями фораминифер (авторы Л.Г. Даин, Е.В Мятлюк, А.Я. Азбель).

Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция. В 1947-1950 годах наиболее остро встал вопрос о стратиграфии карбон-пермских отложений ТПП. Выбор пал на разрезы Северного Тимана как на наиболее полные, доступные, с обилием и разнообразием ископаемых остатков. Отсюда Л.П. Гроздиловой, Н.С. Лебедевой и Н.П. Кашеваровой были изучены большие по объему коллекции фораминифер и остракод. Позднее был собран огромный фактический материал по микрофауне

верхнекаменноугольно-пермских отложений из обнажений вдоль рек Приполярного Урала и из керна многочисленных скважин различных разведочных площадей ТПП, значительно пополнивший коллекционный фонд Музея ВНИГРИ.

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция. При создании и очень быстром развитии в 50-ые годы прошлого столетия Второго Баку особое внимание в этих исследованиях уделялось изучению продуктивных толщ девона и карбона. Здесь был собран значительный фактический материал по нижнепалеозойской части разреза, составивший весомую часть коллекционного фонда Музея ВНИГРИ. Это, главным образом, коллекции остракод (авторы Кашеварова Н.П. и Палант И.Б.) и фораминифер (автор Гроздилова Л.П.), происходящие из скважин, а также опорных разрезов по рекам Южного и Среднего Приуралья. Из мезозойской части разреза стоит отметить большое количество коллекций нижнемеловых фораминифер, собранных сотрудниками различных геологических организаций. Фораминиферы кайнозоя, происходящие из скважин, пробуренных в районе Волгограда и Саратова, изучались Н.Н. Субботиной и В.В. Спириной.

Прикаспийская нефтегазоносная провинция. Нефтепродуктивные отложения карбона и перми представлены, главным образом, довольно объемными рабочими коллекциями фораминифер, происходящими из разрезов многочисленных скважин. Это коллекции Р.А. Ганелиной, М.Н. Изотовой, А.И. Николаева, Т.И. Шлыковой. Результаты изучения этих коллекций служат до сих пор основой возрастной датировки и биостратиграфического расчленения. В изучение фораминифер из отложений мезозоя большой вклад внесли те же специалисты, которые изучали биостратиграфию мезозоя Русской платформы. Это Е.В. Мятлюк, В.П. Василенко, А.В. Фурсенко, Е.Н. Поленова, А.Я. Азбель и др. Остракоды в это же время и из тех же разрезов изучались преимущественно М.И. Мандельштамом. Этот материал, послойно отобранный и четко привязанный к разрезам, явился фундаментом для разработки комплексных биостратиграфических шкал мезозоя Прикаспийской провинции, не потерявших актуальности и в настоящее время.

Северо-Кавказско-Мангышлакская нефтегазоносная провинция. Пионерный вклад в изучение биостратиграфии кайнозоя, который трудно переоценить и в настоящее время, внесли такие специалисты с мировым именем, как Н.Н. Субботина, А.К. Богданович, Д.М. Халилов, Н.К. Быкова и др. Коллекции фораминифер этих и других авторов, происходящие, в основном, из многочисленных скважин Северного Кавказа, составляют золотой фонд Музея ВНИГРИ. Параллельно с изучением фораминифер с не меньшей интенсивностью из тех же отложений изучалась и другая группа микрофауны – остракоды. Этим занимались М.И. Мандельштам, Г.Ф. Шнейдер и З.А. Имнадзе.

Днепровско-Донецко-Припятская газонефтеносная провинция. Широко развернутое в послевоенные годы нефтегазопоисковое бурение привело к возрастанию потребности в изучении микрофауны продуктивных на УВ толщ провинции. Изучение и экспресс-определения руководящей группы микрофауны – фораминифер - проводили специалисты лаборатории микрофауны ВНИГРИ: Н.Н. Субботина, Е.В. Мятлюк, В.П. Василенко, Л.Г. Даин, М.И. Бланк, Н.А. Волошинова и др. Их коллекции происходят из юрских и по большей части верхнемеловых отложений, вскрытых скважинами в различных областях Белоруссии, Молдавии и Украины, и также хранятся в Музее ВНИГРИ.

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция. Начиная с середины 50-х годов, в решении вопросов палеонтологической характеристики морских толщ мезозоя, вскрытых многочисленными скважинами, принимал участие большой коллектив микропалеонтологов ВНИГРИ, изучавших фораминифер и остракод из позднеюрских и

меловых отложений. Среди них были такие известные микропалеонтологии, как В.С. Заспелова, А.И. Нецкая и З.И. Булатова. Позднее фораминиферы изучались В.И. Кузиной, Л.С. Алексейчик-Мицкевич и еще рядом специалистов. Коллекции этих авторов имеют значительный объем и насчитывают около 700 наименований таксонов фораминифер. Поскольку это были первые исследования микрофауны в морских отложениях Западной Сибири, вскрытых скважинами, авторами во многих случаях были выделены новые виды, голотипы которых являются составной частью этих коллекций. Остракоды из этих же отложений и скважин определялись П.С. Любимовой и М.И. Мандельштамом. Музей обладает двумя коллекциями радиолярий из верхнемеловых-эоценовых отложений различных разведочных площадей (автор Козлова Г.Э.).

Нефтегазоносные провинции Восточной Сибири. Наиболее эффективными для разработки биостратиграфической основы допалеозойских толщ являются микрофоссилии и мелкая раковинная фауна. Последняя в Музее ВНИГРИ представлена уникальной обширной коллекцией из естественных обнажений нижнего кембрия Красноярского края, Якутии, Иркутской области, а также из керна скважин разных структурно-фациальных зон Сибирской платформы (колл. Н.И. Васильевой).

Нефтегазоносные провинции Дальнего Востока. Фораминиферами из отложений кайнозоя Камчатки и Сахалина занималась Н.А. Волошинова. Результаты ее исследований по скважинным разрезам Сахалина с привязкой к опорным разрезам из обнажений до сих пор остаются актуальными при биостратиграфическом расчленении продуктивных толщ палеогена-неогена в пределах всей территории Охотоморской провинции.

Кроме того, в Музее хранятся коллекции остракод (автор Мандельштам М.И.) и радиолярий (автор Рунева Н.П.) из миоценовых отложений Охотоморской НГП.

Информация о микрофаунистической составляющей коллекционного фонда Музея нефтяной геологии и палеонтологии ВНИГРИ представляется в виде периодически публикуемых каталогов. В 1979 и 1981 гг. были изданы 2 выпуска каталогов фораминифер и остракод фанерозоя, хранящихся в лаборатории микрофауны ВНИГРИ (составитель Будашева А.И.). С 2004 г. издается Бюллетень палеонтологического и литологического коллекционного фонда Музея ВНИГРИ.

К настоящему времени вышли из печати «Фораминиферы и зональная стратиграфия башкирского яруса востока Тимано-Печорской провинции» (автор А.И. Николаев, 2005) и «Каталог коллекций фораминифер из палеозойских и мезозойских отложений Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции» (составитель Быстрова В.В., 2008).

Таким образом, даже краткий обзор коллекционного микрофаунистического фонда Музея позволил осветить его огромный по объему и важнейший по научному содержанию разносторонний фактический материал, который является неисчерпаемым кладезем для научных разработок по систематике разных групп микрофауны прошлых эпох и предметом критического переосмысления его с современных позиций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Киричкова А.И., Быстрова В.В.* (2007). Музей нефтяной геологии и палеонтологии ВНИГРИ // в: Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазового комплекса России. Санкт-Петербург, ВНИГРИ. С. 46-65.

2. *Яковлева - О'Нилл С.П., Козлова Г.Э.* (2009). История лаборатории микрофауны ВНИГРИ // в: История и нефтегеологические исследования ВНИГРИ. Том II. Санкт-Петербург, ВНИГРИ. С. 75-83.

ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ШКАЛЫ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Вукс В.Я.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, e-mail: Valery_Vuks@vsegei.ru

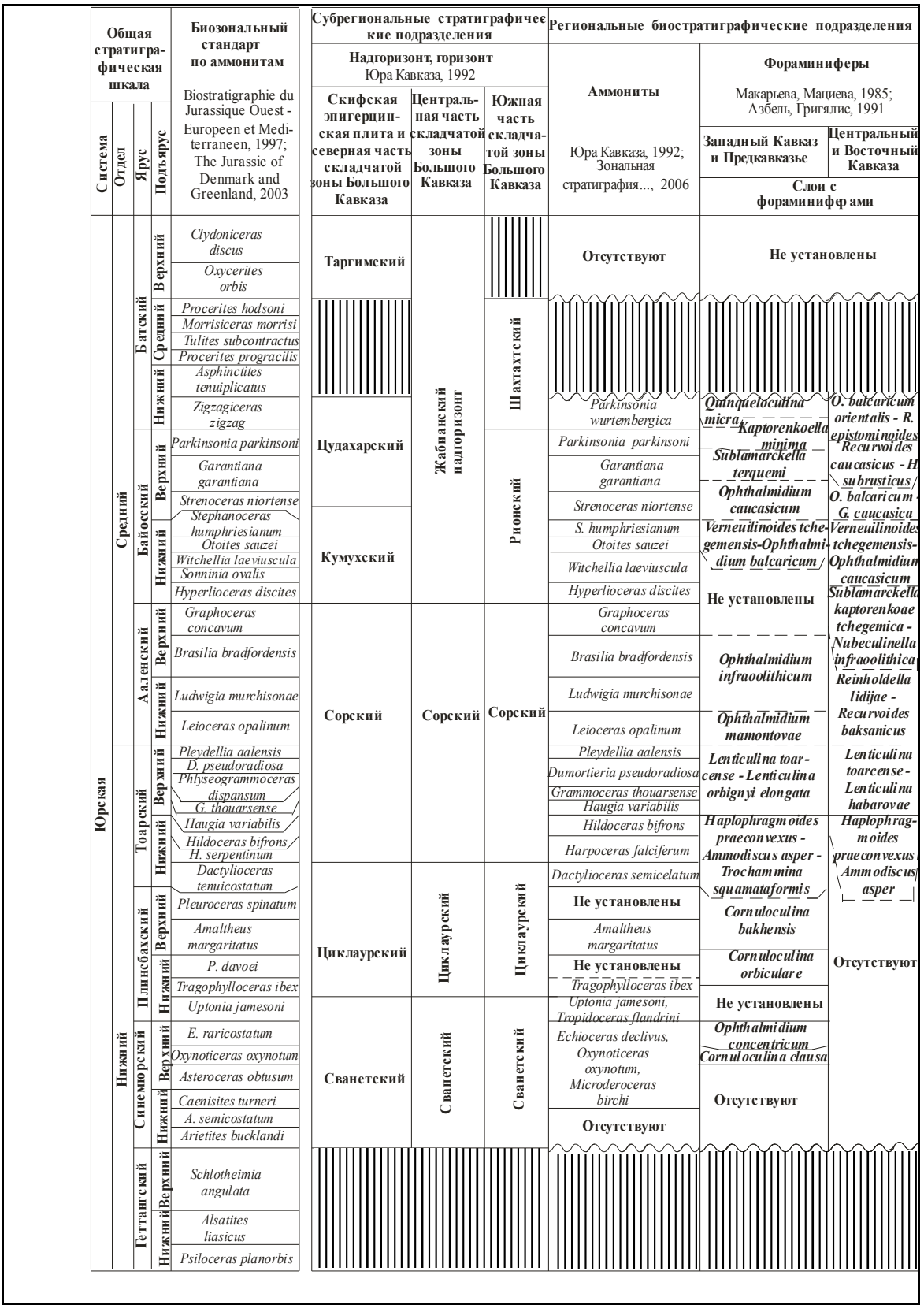
FORAMINIFERAL SCALES OF JURASSIC OF THE CAUCASUS AND PRECAUCASUS

Vuks V.Ja.

Federal State Unitary Enterprise “A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute” (FGUP “VSEGEI”), St. Petersburg, e-mail: Valery_Vuks@vsegei.ru

Первые зональные схемы по фораминиферам юрских отложений для этого региона были предложены З.А. Антоновой в 50-е годы прошлого столетия, которые были впоследствии уточнены и опубликованы в ряде ее статьей или работ с соавторами [1, 2, 5]. Эти разработки также нашли свое отражение в опубликованных в 1984 году стратиграфических схемах юрских отложений Кавказа [6], где были представлены слои с фораминиферами для средней и верхней юры и комплексы фораминифер для нижней и средней юры всего Северного Кавказа в целом. Основной территорией для разработки зональной схемы по фораминиферам юрских отложений Западного Кавказа и Предкавказья в работах упомянутого автора является междуречье рек Малой Лабы и Ходзь. Этот район исследования относиться для нижней и средней юры к западной части Лабино-Малкинской зоны, а для средней и верхней юры – к Лабинской зоне [7]. В дальнейшем площадь исследования расширялась и охватила для нижне- и среднеюрских отложений территорию от р. Белой до р. Б. Зеленчук, а для средне- и верхнеюрских отложений – от р. Кобза (бассейн р. Псекупс) до р. Малая Лаба северного склона Западного Кавказа [1]. Для создания зональной схемы Центрального и Восточного Кавказа были исследованы различные районы этой территории от р. Баксан до рек Андийское Койсу и Хулхулау [1, 7].

Геолого-съемочные работы по составлению карт нового поколения ГГК 1000 и ГГК 200 и тематические исследования позволили накопить большое количество новых данных, которые не всегда укладываются в имеющиеся схемы. Таким образом, в настоящее время назрела необходимость в совершенствовании стратиграфических схем юрских отложений Западного Кавказа и Предкавказья и всего Кавказа в целом. В рамках этой задачи необходимо актуализировать и детализировать зональные шкалы, которые известны и опубликованы, а также рассмотреть возможности других групп фауны и флоры. Результаты исследования последних десяти-пятнадцати лет позволяют говорить о сложной картине распределения средне- и верхнеюрских комплексов фораминифер на территории Западного Кавказа и Предкавказья [3, 4, 8].


Общая стратиграфическая шкала
Система
Отдел
Ярус
Подъярус
Биозональный стандарт по аммонитам
Biostratigraphie du Jurassique Ouest - Europeen et Mediterraneen, 1997; The Jurassic of Denmark and Greenland, 2003
Субрегиональные стратиграфические подразделения
Надгоризонт, горизонт Юра Кавказа, 1992
Скифская эпигерцинская плита и северная часть складчатой зоны Большого Кавказа
Центральная часть складчатой зоны Большого Кавказа
Южная часть складчатой зоны Большого Кавказа
Региональные биостратиграфические подразделения
Аммониты
Юра Кавказа, 1992; Зональная стратиграфия..., 2006
Фораминиферы
Макарьева, Мациева, 1985; Азбель, Григялис, 1991
Западный Кавказ и Предкавказье
Центральный и Восточный Кавказ
Слои с фораминиферами
Юрская
Средний
Нижний
Батский
Байосский
Ааленский
Тоарский
Плинсбахский
Синемюрский
Геттангский
Верхний
Средний
Нижний
Clydoniceras discus
Oxycerites orbis
Procerites hodsoni
Morrisiceras morrisi
Tulites subcontractus
Procerites progracilis
Asphinctites tenuiplicatus
Zigzagiceras zigzag
Parkinsonia parkinsoni
Garantiana garantiana
Strenoceras niortense
Stephanoceras humphriesianum
Otoites sauzei
Witchellia laeviuscula
Sonninia ovalis
Hyperlioceras discites
Graphoceras concavum
Brasilia bradfordensis
Ludwigia murchisonae
Leioceras opalinum
Pleydellia aalensis
D. pseudoradiosa
Phlyseogrammoceras dispansum
G. thouarsense
Haugia variabilis
Hildoceras bifrons
H. serpentinum
Dactylioceras tenuicostatum
Pleuroceras spinatum
Amaltheus margaritatus
P. davoei
Tragophylloceras ibex
Uptonia jamesoni
E. raricostatum
Oxynoticeras oxynotum
Asteroceras obtusum
Caenisites turneri
A. semicostatum
Arietites bucklandi
Schlotheimia angulata
Alsatites liasicus
Psiloceras planorbis
Таргимский
Цудахарский
Кумухский
Сорский
Циклаурский
Сванетский
Жабианский надгоризонт
Шахтахтский
Рионский
Сорский
Циклаурский
Сванетский
Отсутствуют
Parkinsonia wurtembergica
Parkinsonia parkinsoni
Garantiana garantiana
Strenoceras niortense
S. humphriesianum
Otoites sauzei
Witchellia laeviuscula
Hyperlioceras discites
Graphoceras concavum
Brasilia bradfordensis
Ludwigia murchisonae
Leioceras opalinum
Pleydellia aalensis
Dumortieria pseudoradiosa
Grammoceras thouarsense
Haugia variabilis
Hildoceras bifrons
Harpoceras falciferum
Dactylioceras semicelatum
Amaltheus margaritatus
Tragophylloceras ibex
Uptonia jamesoni, Tropidoceras flandrini
Echioceras declivus, Oxynoticeras oxynotum, Microderoceras birchi
Не установлены
Quinqueloculina micra
Kaptorenkoella minima
Sublamarckella terquemi
Ophthalmidium caucasicum
Verneuilinoides tchegemensis-Ophthalmidium balcaricum
Не установлены
Ophthalmidium infraolithicum
Ophthalmidium mamontovae
Lenticulina toarcense - Lenticulina orbignyi elongata
Haplophragmoides praeconvexus - Ammodiscus asper - Trochammina squamataformis
Cornuloculina bakhensis
Cornuloculina orbiculare
Не установлены
Ophthalmidium concentricum
Cornuloculina clausa
Отсутствуют
O. balcaricum orientalis - R. epistominoides
Recurvoides caucasicus - H. subrusticus
O. balcaricum - G. caucasica
Verneuilinoides tchegemensis-Ophthalmidium caucasicum
Sublamarckella kaptorenkoae tchegemica - Nubeculinella infraolithica
Reinholdella lidijae - Recurvoides baksanicus
Lenticulina toarcense - Lenticulina habarovae
Haplophragmoides praeconvexus - Ammodiscus asper
Отсутствуют

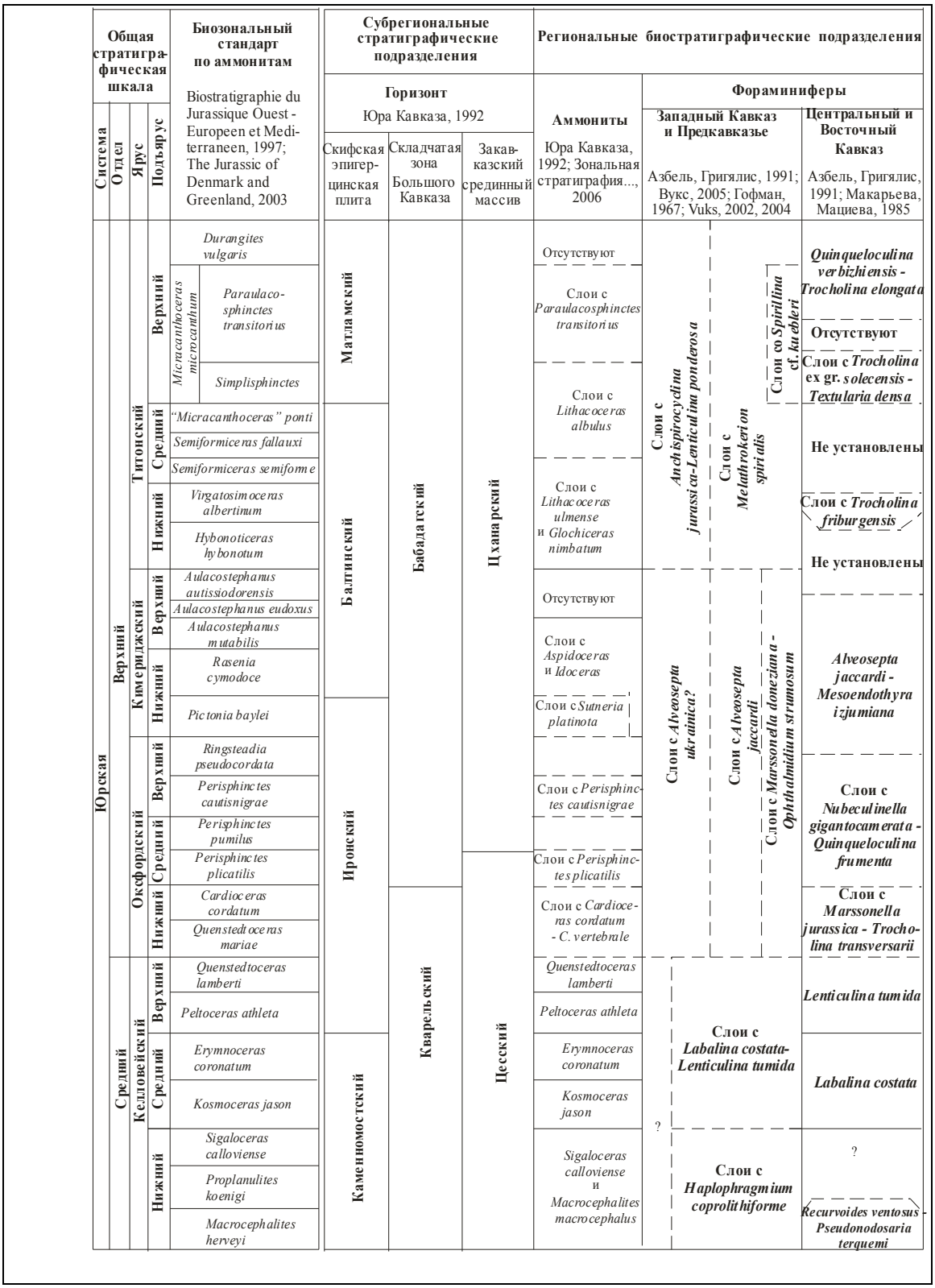


Рис 2. Схема сопоставления подразделений общей шкалы, зонального стандарта по аммонитам с региональными и субрегиональными подразделениями средней (келловей) и верхней юры российской части Кавказа.

Северокавказские бассейны в ранней и средней юре обычно рассматриваются как палеобассейны с более или менее близкими условиями существования биоты,

поэтому корреляция этих отложений в целом не вызывает значительных разночтений [7]. Таким образом, хотя и существует три зональные схемы по фораминиферам для российской части Кавказа – для Западного Кавказа и Предкавказья, для Центрального и Восточного Кавказа, для Известнякого Дагестана, можно брать за основу зональную шкалу по Западному Кавказу и Предкавказью (Рис. 1) [1, 7]. Кроме того, необходимо учитывать, что не существует опубликованных фораминиферовых шкал для нижне- и среднеюрских отложений южного склона Западного Кавказа.

В средней (келловей) и поздней юре кавказские бассейны характеризуются значительным разнообразием фаций и биотических комплексов, что находит свое отражение в наличии большого количества шкал по фораминиферам, которые невозможно объединить в одну шкалу (Рис. 2), как это было сделано для отложений нижней и средней юры. На Западном Кавказе и Предкавказье в упомянутых отложениях известно четыре шкалы по фораминиферам, которые охватывают северный и южный склон Кавказа [3, 4, 8]. Зональные подразделения по фораминиферам были предложены для следующих зон: Лабинской, Лагонакской, Абино-Гунайской, Новороссийско-Лазаревской [7]. Кроме того, на территории Центрального и Восточного Кавказа фораминиферовая шкала была известна для средне- и верхнеюрских отложений Кабардино-Дагестанской зоны. Слои с фораминиферами Haplophragmium coprolithiforme и слои с Labalina costata – Lenticulina tumida установлены в Лабинской зоне, но судя по составу одновозрастных комплексов фораминифер, эти слои могут быть прослежены в выше упомянутых зонах также, что нашло свое отражение в представленной схеме.

Таким образом, на рисунке приведены все фораминиферовые шкалы, которые были когда-либо опубликованы и сопоставлены с горизонтами и аммонитовыми зонами. Необходимо отметить, что зональные подразделения установлены не для всех структурно-фациальных зон Кавказа и Предкавказья. Кроме того, в ряде структурно-фациальных зон, для которых предложены шкалы по фораминиферам, зональные подразделения по фораминиферам охватывают не весь заявленный стратиграфический интервал либо по причине отсутствия фораминифер в этих отложениях, либо по причине отсутствия исследований этих отложений. Достоверность границ зональных подразделений не вполне обоснована из-за редкой встречаемости аммонитов и наличия данных с разной степенью детальности по распределению фораминифер в тех или иных отложениях.

Территория российской части Кавказа охватывает на Западном Кавказе юрские отложения северного и южного склонов Кавказа, но шкалы по фораминиферам предложены не для всех структурно-фациальных зон этой территории, что оставляет существенный задел на будущее. Представляется очень важным провести исследования для создания зональных шкал для каждой структурно-фациальной зоны, а затем проводить попытку их обобщения, если это будет возможно. В предложенной схеме приведена попытка сопоставления подразделений общей шкалы, зонального стандарта по аммонитам с региональными и субрегиональными подразделениями средней (келловей) и верхней юры исследуемого региона, в том числе и с фораминиферовыми шкалами Кавказа. Эту схему можно было бы рассматривать как основу для обсуждения и обновления региональной схемы юрских отложений российской части Кавказа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азбель А.А.*, *Григялис А.А.* (ред.) (1991). Практическое руководство по микрофауне СССР. Т.5. Фораминиферы мезозоя. Л., Недра. 375 с.

2. *Антонова З.А.* (1975). Фораминиферы нижне- и среднеюрских отложений северного склона Западного Кавказа и некоторые вопросы палеобиогеографии // в: Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. Тр.ИГиГ СО АН СССР. Вып. 333. М., Наука. С. 214-219.

3. *Вукс В.Я.* (2005). Позднеюрские фораминиферы Западного Кавказа: биостратиграфические схемы // в: Корчагин О.А., Горева Н.В. (ред.). Микропалеонтология в России на рубеже веков. Материалы совещания XIII Всероссийского микропалеонтологического совещания, Москва, 21-23 ноября, 2005. Москва, ГЕОС. С.12-13

4. *Вукс В.Я.* (2007). Биозональные схемы верхней юры Западного Кавказа: фораминиферы и их фациальные особенности // в: Захаров В.А. (отв. ред.). Юрская система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы II Российского совещания, Ярославль, 26-30 сентября, 2007. Ярославль, Издательство Ярославского государственного педагогического университета. С. 39-40.

5. *Григялис А.А*. (ред.) (1982). Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс, Мокслас. 173 с.

6. *Ростовцев К.О., Крымгольц Г.Я.* (ред.) (1984). Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра) 1977 г. Л.: ВСЕГЕИ. 47 с.

7. Юра Кавказа. (1992). СПб: Наука, 1992, 192 с.

8. *Vuks V.Ja*. (2004). Foraminiferal zonation of the Upper Jurassic of the Caucasus: comparison of schemes and new results // Abstract volume of the 32nd International Geological Congress. Part 1, Florence, Italy. August 20-28th, 2004. P. 823.

МЕЛКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНСКОГО СЕГМЕНТА ВНЕШНИХ (ФЛИШЕВЫХ) КАРПАТ

Гнилко О.М, Гнилко С.Р.
Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов,
e-mail: gnylko_o@mail.ru

SMALLER FORAMINIFERS OF PALEOCENE DEPOSITS OF UKRAINIAN SEGMENT OF OUTER (FLYSCH) CARPATHIANS

Gnylko O.M, Gnylko S.R.
Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of Ukraine, Lviv,
e-mail: gnylko_o@mail.ru

Вступление. Мелкие фораминиферы совместно с нанопланктоном и диноцистами наиболее важны для стратификации палеоценовых отложений Карпат. Характерные для флиша Восточных Карпат фораминиферы, в том числе палеоценовые, в 40-х – 90-х годах 20-го века изучали И.В. Венглинский, О.С. Вялов, А.Д. Грузман, Н.В, Дабагян, Н.И. Маслакова, Н.В. Маслун, Е.В. Мятлюк, Л.Д. Пономарева, С.В. Розумейко, Н.И. Смолинская и др. На протяжении этого времени была проведена стратификация отложений, выделены фораминиферовые зоны или слои с фауной [1, 4, 5, 6], а также на основе метода актуализма было начато изучение палеоэкологии микрофауны [4, 6]. В частности, исследование палеоценовой микрофауны из отложений Скибового и Бориславско-Покутского покровов [4], позволило сделать выводы о глубоководных батиальных условиях флишенакопления. Целью представленной работы является выявление особенностей распространения микрофауны в генетических типах флишевых отложений, уточнение стратификации палеогеновых отложений, а также условий их седиментации. Материалом для представленной работы послужили как авторские исследования, полученные в ходе геологического доизучения и картирования территории, так и литературные источники.

Литостратиграфия. Палеоценовые отложения Внешних Карпат – это часть мощного нижнемелового – миоценового флиша, подразделенного по литофациальным признакам на свиты, которые различны в разных тектонических единицах (покровах) Карпат (рис.1). Палеоценовый флиш – это, главным образом, турбидиты, иногда с "классическими" текстурами А. Боума типа T_{abcde}. Мощные массивные пласты песчаников и конгломератов интерпретируются как литифицированные продукты зерновых и грязекаменных потоков, соответственно, а прослои тонколаминированных, иногда пестрых (красных и зеленых) аргиллитов – как гемипелагиты, отложенные при медленной фоновой седиментации "частичка за частичкой" с водной толщи.

Особенности распространения микрофауны во флише. В целом, для палеоценовых отложений украинского сегмента Внешних Карпат характерно преобладание кремнистого агглютинирующего бентоса, его разнообразный родовой (приблизительно 20 родов) и видовой состав. Наиболее многочисленны в ориктоценозах представители родов *Saccammina, Hyperammina, Dendrophrya, Ammodiscus, Glomospira, Hormosina, Reophax, Subreophax, Trochamminoides, Paratrochamminoides, Spiroplectammina, Karreriella, Rzehakina.* В палеоценовых отложениях Силезского, Свидовецкого и Магурского покровов распространены комплексы кремнистых фораминифер с редкими единичными находками известковых форм. В одновозрастном флише Бориславско-Покутского, Скибового, Дуклянского покровов ориктоценозы в среднем сложены на 8-15 % планктоном, на 5-15 % – известковым бентосом, преимущественно из родов *Alabamina, Eponides, Nutallides, Cibicides, Anomalinoides.* Особенности флишенакопления находят свое отражение в

распространении фораминифер в породах. Так, наибольшее число раковин встречается в глинистых седиментах, которые трактуются или как продукт фоновой седиментации, или как верхний слой турбидитового потока (элемент T_e). Отложения фоновой (или преимущественно фоновой) седиментации, как правило, обогащены микрофауной и содержат автохтонные комплексы фораминифер.

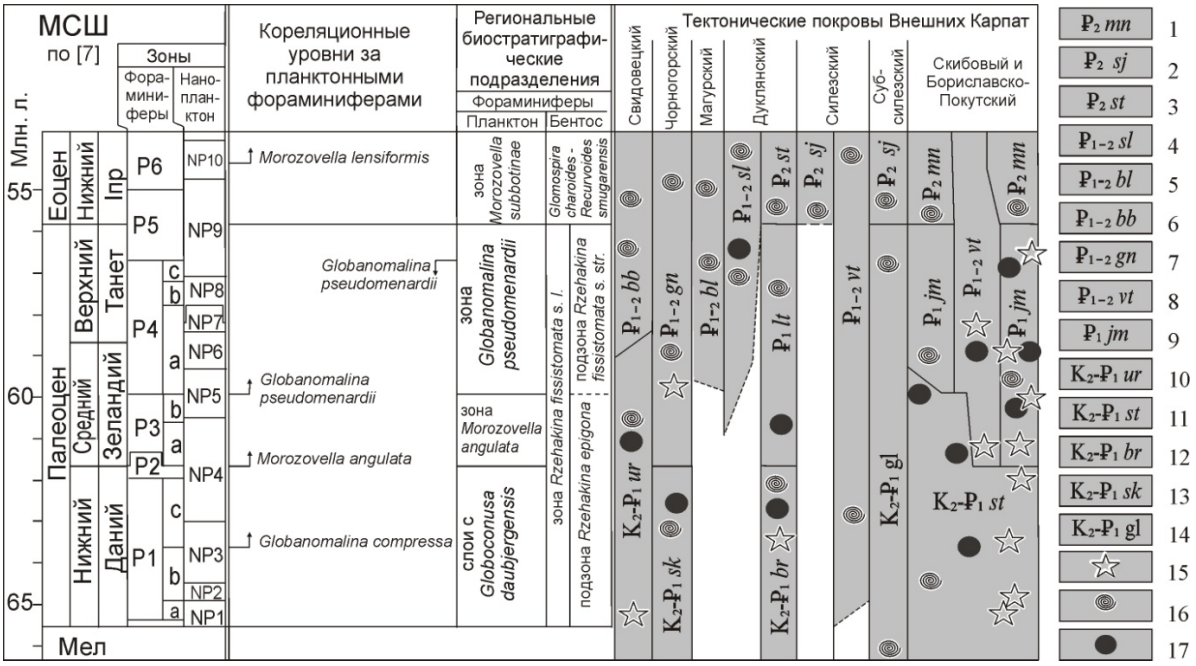


Рис. 1. Схема стратиграфии палеоценовых отложений украинской части Внешних Карпат (по [1, 2] с дополнениями и уточнениями авторов). Тектоническое районирование по [3].

1–13 – свиты: 1 – манявская (нижняя часть, тонко- и среднеслоистые турбидиты, зеленые и пестрые глинистые гемипелагические отложения, до 200м), 2 – сойменская (нижняя часть, тонко-среднеслоистые турбидиты, прослои темных глинистых гемипелагитов, 200м), 3 – стричавская (турбидиты чередующиеся с прослоями гемипелагитов, 350м), 4 – сольская (нижняя часть, преимущественно тонкослоистые турбидиты, переслаивающиеся с зелеными и пестрыми глинистыми гемипелагитами, до 200м), 5 – беловежская (нижняя часть, тонко-среднеслоистые турбидиты чередующиеся с пестрыми гемипелагитами, 200-300м), 6 – бобрукская (нижняя часть, толстослоистые песчанистые турбидиты, 500-600м), 7 – гнилецкая (разнослоистые турбидиты, гемипелагиты, 400м), 8 – витвицкая (нижняя часть, тонко-среднеслоистые турбидиты чередующиеся с гемипелагитами, 300м), 9 – ямненская (толстослоистие песчаные турбидиты либо массивные грейниты – литифицированные продукты зерновых потоков, до 350м), 10 – урдинская (верхняя часть, средне-толстослоистые турбидиты, прослои гемипелагитов, 350м), 11 – стрыйская (верхняя часть, тонко- и среднеслоистые турбидиты часто с "классическими" текстурами А.Боума типа T_{abcde}, прослои глинисто-карбонатных гемепелагитов, 300м), 12 – березнянская (верхняя часть, преимущественно толстослоистые турбидиты, до 500м), 13 – скуповская (верхняя часть, песчанистые турбидиты с прослоями серых глинисто-карбонатных гемепелагитов, сотни м); 14 – голятинские (венгловецкие) пестрые (зеленые, красные) мергели гемипелагического происхождения (до 100м); 15–17– важнейшие находки микрофауны: 15 –

наннопланктона (по данным А.С. Андреевой-Григорович и А.М. Романив [2 и др.]), 16 – агглютинирующих фораминифер, 17 – планктонных фораминифер.

Если в мергелях содержатся в основном фораминиферы с известковым скелетом, то в аргиллитах – с кремнистым. Обилие кремнистого бентоса при отсутствии известковых форм в некарбонатных отложениях польского сегмента Внешних Карпат указывают на обитание и захоронение микрофауны значительно ниже уровня карбонатной компенсации [8]. Такие комплексы фораминифер найдены нами в гемипелагитах как палеоценового флиша, так и пограничных слоев палеоцена и эоцена Скибового, Силезского и Свидовецкого покровов. Для большинства раковин характерна мелкозернистая структура стенки, часто гладкая поверхность. Такие морфологические признаки также указывают [4] на глубоководность обитания агглютинирующих фораминифер.

Краткое описание биостратиграфических подразделений (рис. 1).

Планктонные фораминиферы.

Слои с Globoconusa daubjergensis, датский ярус. Слои выделены в нижней части верхнестрыйской подсвиты в разрезах ряда скиб (чешуй) Скибового покрова, в верхней части верхнеберезнянской подсвиты Дуклянского покрова [1, 2]. Нижняя граница проводится по изчезновению верхнемеловых глоботрунканид. Характерный комплекс содержит *Globoconusa daubjergensis* Bronnimann, *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *S. trivialis* (Subbotina), *S. varianta* (Subbotina), *Globigerina pseudobulloides* (Plummer), *Globanomalina compressa* (Plummer), *Planorotalia membranacea* (Ehrenberg). У верхней части слоев встречаются *Acarinina inconstans* (Subbotina).

Зона **Morozovella angulata,** нижняя часть зеландского яруса. Зона выделена в метовской свите Внутренних Карпат. Во Внешних Карпатах комплекс зоны, включающий *Morozovella angulata* (White), *Globorotalia occlusa* Loeblich et Tappan, *Globanomalina compressa,* установлен в верхнестрыйской подсвите Скибового покрова и в низах лютской свиты Дуклянского покрова [1, 2]. Нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, являющемуся корреляционным уровнем МСШ [7]. Этот уровень разделяет отложения датского и зеландского ярусов. Единичные *Morozovella angulata* найдены нами в урдинской свите Свидовецкого покрова (рис. 2).

Зона **Globanomalina pseudomenardii**, верхняя часть зеландского – танетский ярус. Зона выделена в метовской свите. Во Внешних Карпатах комплекс зоны с *Globanomalina pseudomenardii* Bolli, *Morozovella elongata* Bolli, *M. aequa* (Cushman et Renz), *Acarinina subsphaerica* Subbotina выделяется в витвицкой (битковской) и ямненской свитах Скибового покрова и в Турицком типе разреза (сольской свите) Дуклянского покрова [1, 2]. Первое появление *Globanomalina pseudomenardii* (кореляционный уровень МСШ) отмечено нами в мергелях верхнестрыйской подсвиты на фоне развития смешаного планктонно-бентосного комплекса с *Subbotina varianta* (Subbotina) (рис. 2), *Chiloguembelina midwayensis* (Cushman), *Cibicides padellus* Jennings и другими формами.

Бентосные фораминиферы.

Выделенные раньше [1] слои с Rzehakina epigona (нижний палеоцен) и слои с Rzehakina fissistomata (верхний палеоцен) мы предлагаем рассматривать в ранге подзон зоны **Rzehakina fissistomata**, s. l. Зона выделяется повсеместно во флише украинского сегмента Карпат и соответствует зоне **Rzehakina fissistomata** польских Внешних Карпат. Нами зона установлена в отложениях Силезского и Свидовецкого покровов. Среди руководящих (известных только в палеоцене) видов зоны отметим *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), *Glomospira rostokiensis* Mjatliuk и *Haplophragmoides mjatliukae* Maslakova (рис. 2), а также *Rzehakina minima* Cushman et Jarvis, *Recurvoides*

varius Mjatliuk, *Glomospirella grzybowskii* (Jurkiewicz), *Anomalinoides danicus* Brotzen, *Cibicides padellus*. Рубеж палеоцена и еоцена определяется по исчезновению характерных (общих для верхнего мела и палеоцена) и руководящих видов, а также по появлению *Recurvoides smugarensis* Mjatliuk или скоплений *Glomospira charoides* (Jones et Parker).

В заключение отметим, что одним из важных факторов ограниченного распространения планктонных фораминифер в палеоцене Внешних Карпат являются большие глубины флишенакопления. Эти глубины могли достигать или опускаться ниже уровня карбонатной компенсации, на что указывает обилие, разнообразие родового состава и морфологические признаки кремнистых фораминифер в аргиллитах гемипелагического происхождения. Тем не менее, благодаря узкому возрастному диапазону, планктонные формы имеют большое значение для стратификации флиша Внешних Карпат. Совместное изучение бентосных и планктонных фораминифер позволило уточнить стратификацию палеоценового флиша, установить биостратиграфические зоны, коррелирующиеся с МСШ, в ранее недостаточно изученных отложениях, в частности Силезского и Свидовецкого покровов.

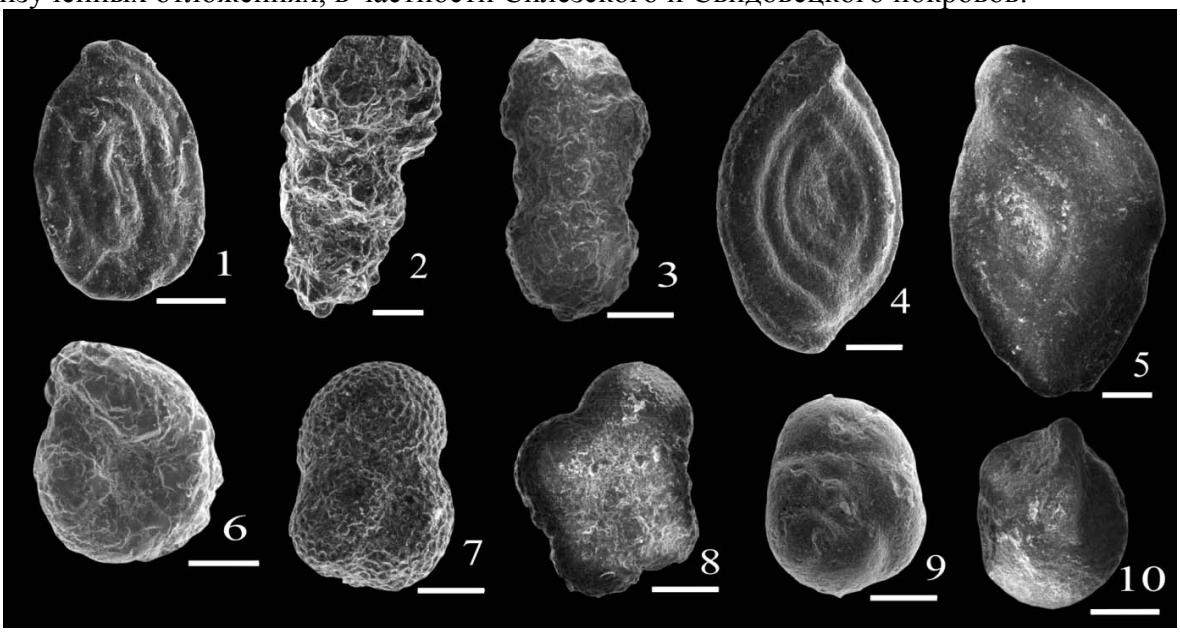


Рис. 2. Некоторые палеоценовые фораминиферы из отложений Внешних Карпат. 1 – Glomospira rostokiensis, урдинская свита, р. Лужанка; *2 – Hormosina trinitatensis*, *низы витвицкой свиты, руч. Звожинец; 3 – Ammobaculites sp., низы витвицкой свиты, руч. Звожинец; 4 – Rzehakina fissistomata, урдинская свита, р. Лужанка; 5 – Rzehakina epigona, низы витвицкой свиты, руч. Звожинец; 6 – Haplophragmoides mjatlukae, средняя часть витвицкой свиты, г. Турка; 7 – Subbotina triloculinoides, бобрукская свита, р. Лужанка; 8 – Subbotina varianta, стрыйская свита, пос. Тершив, р. Днестр; 9 – Globanomalina pseudomenardii, стрыйская свита, пос. Тершив, р. Днестр; Morozovella angulata, урдинская свита, р. Лужанка. Длина линии – 0,1 мм.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреева-Григорович А.С., Вялов О.С., Гавура С.П. и др.* (1984). Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев. 50с.

2. *Вялов О.С., Гавура С.П., ДанышВ.В. и др.* (1988). Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: Наук. думка. 204 с.

3. *Гнилко О.М.* (2011). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди // Геодинамика, № 1(10). С. 47–57.

4. *Иваник М.М., Маслун Н.В.* (1977). Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья. Киев: Наук. думка. 118 с.

5. *Маслакова Н.И.* (1955). Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат // Материалы по биостратиграфии западных областей Украинской ССР. М.: Госгеолиздат. С. 5–132.

6. *Мятлюк Е.В.* (1970). Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел–палеоген). Л.: Недра. 360 с.

7. *Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H. et al.* (2004). The Paleogene Period. A Geologic Time Scale. Cambridge. P. 384–408.

8. *Rozwoj* (2006). Paleotektoniczny Basenow Karpat Zewnetrznych i Peninskiego Pasa Skalkowego // Redakcia: N.Oszczypko, A.Uchman, E.Malata. Krakow, Inst. Nauk. Geol. Uniwer. Jagelon. 199p.

ПОЗДНЕДЕВОНСКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ВОСТОЧНОГО БОРТА МЕЛЕКЕССКОЙ ВПАДИНЫ

Зайцева Е.Л.
Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: ezaitseva@mail.ru

LATE DEVONIAN FORAMINIFERS OF THE EASTERN PART OF THE MELEKESSKIAN DEPRESSION

Zaytseva E.L.
Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: ezaitseva@mail.ru

Материалом для исследования послужил керн параметрической скважины 1001 Трудолюбовской площади, пробуренной на восточном борту Мелекесской впадины (западная Татария). Девонские отложения, представленные средним и верхним отделами, вскрыты бурением в интервале глубин 2112-1452 м и имеют мощность 660 м (рис. 1). Они залегают на элювии метаморфических пород фундамента и с несогласием перекрываются карбонатными породами турнейского яруса.

Фораминиферовые комплексы в верхнедевонских отложениях изученного разреза встречены на нескольких стратиграфических уровнях. При анализе ассоциаций учитывалось таксономическое разнообразие, частота встречаемости (количество экз./см^2), степень сохранности, а также комплекс сопутствующих организмов.

Наиболее древние фораминиферовые ассоциации обнаружены в инт. 1917-1924 м и 1910-1917 м, соответствующих верхней части франского яруса. Эта часть разреза сложена, главным образом, шламовыми и пелитоморфными известняками с прослоями мелкозернистых доломитов, глинистых пелитоморфных известняков, а также раковинно-детритовых и обломочных известняков, характеризующих отложения нижней части склона (Н.К. Фортунатова и др., 2003 г.). Фораминиферовый комплекс составляют преимущественно однокамерные *Archaesphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip., *Vicinesphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Parathurammina cushmani* Sul., *P. suleimanovi* Lip., *Archaelagena mirabilis* Pojark., *Uralinella bicamerata* Byk. и единичные *Nanicella tchernyshevae* Lip., *Eogeinitzina devonica* Lip. Два последних вида широко распространены в верхнефранских отложениях Русской платформы. Частота встречаемости изменяется от 5-10 до 20-30 экз./см^2. Из этих же интервалов определены по данным Г.А. Галушина конодонты зоны Early rhenana, отвечающей речицкому и воронежскому горизонтам верхнефранского подъяруса и брахиоподы *Chonetipustula* cf. *petini* Nal. (определения В.С. Губаревой). Сопутствующий комплекс представлен остракодами, тентакулитами и кремневыми губками, рассеянными в породе в виде кальцитизированных спикул**.**

Среднефаменские отложения характеризуются большим разнообразием литологических типов. Среди них диагностированы отложения верхней части склона и тыловых шлейфов (Н.К. Фортунатова и др., 2003 г.). Склоновые отложения, сложенные шламовыми и шламово-детритовыми известняками (инт. 1626-1630 м, 1618-1622 м, 1608-1611 м), охарактеризованы двумя фораминиферовыми ассоциациями. Первая (инт. 1626-1630 м) отличается высоким таксономическим разнообразием однокамерных фораминифер и высокой частотой встречаемости (до 50-60 экз./ см^2). В ее составе отмечаются 3 вида рода *Archaesphaera*, 7 видов рода *Parathurammina*, *Bituberitina devonica* Pojark. *Bisphaera malevkensis* Bir., *Eotuberitina maljavkini* (Mikh.), *Cribrosphaeroides rariporosus* Pojark., а также *Tournayellina primitiva* Lip., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *S. grozdilovae* (Pojark.), характеризующие зону Septaglomospiranella primaeva. Вторая ассоциация (инт. 1618-1622 м, 1608-1611 м)

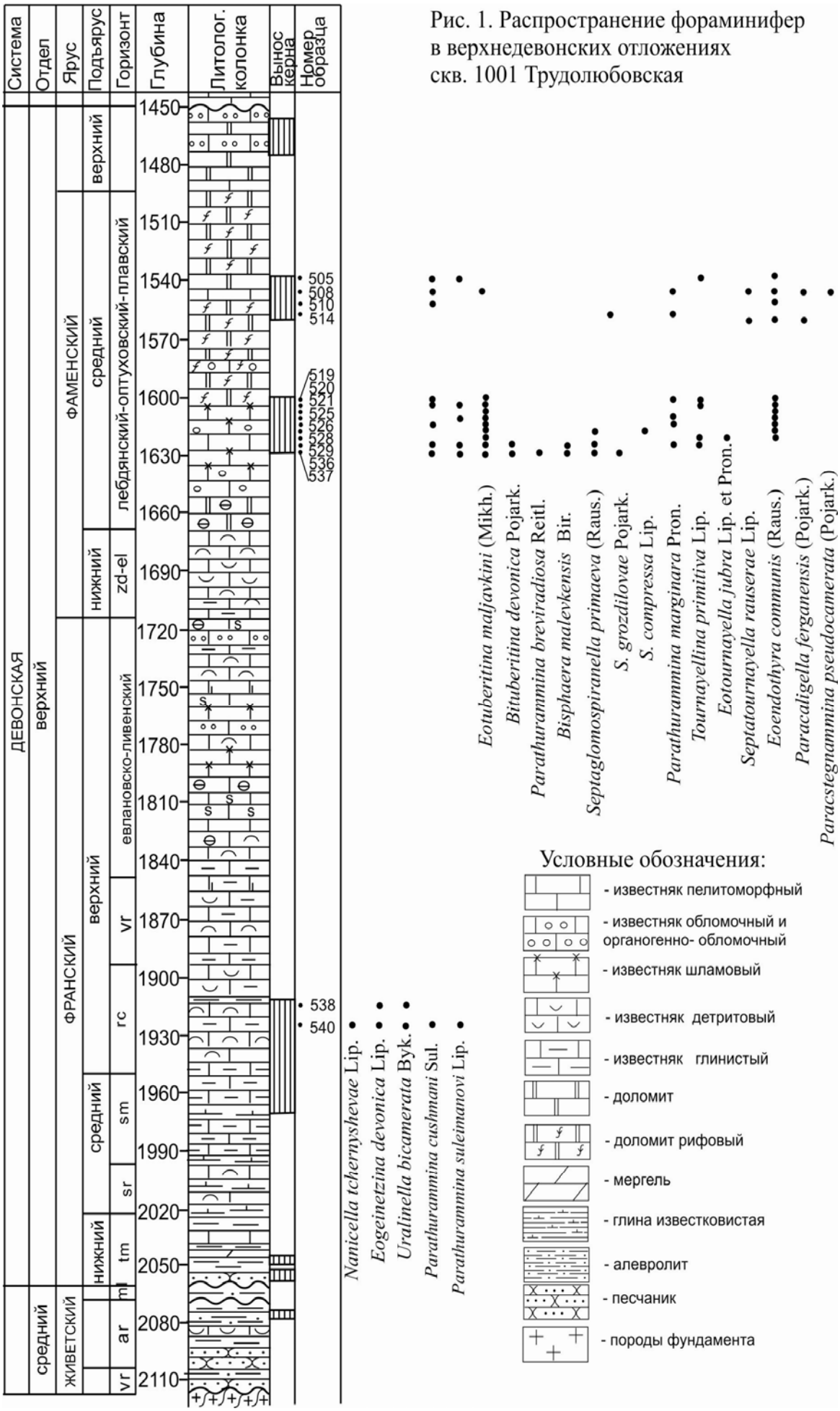
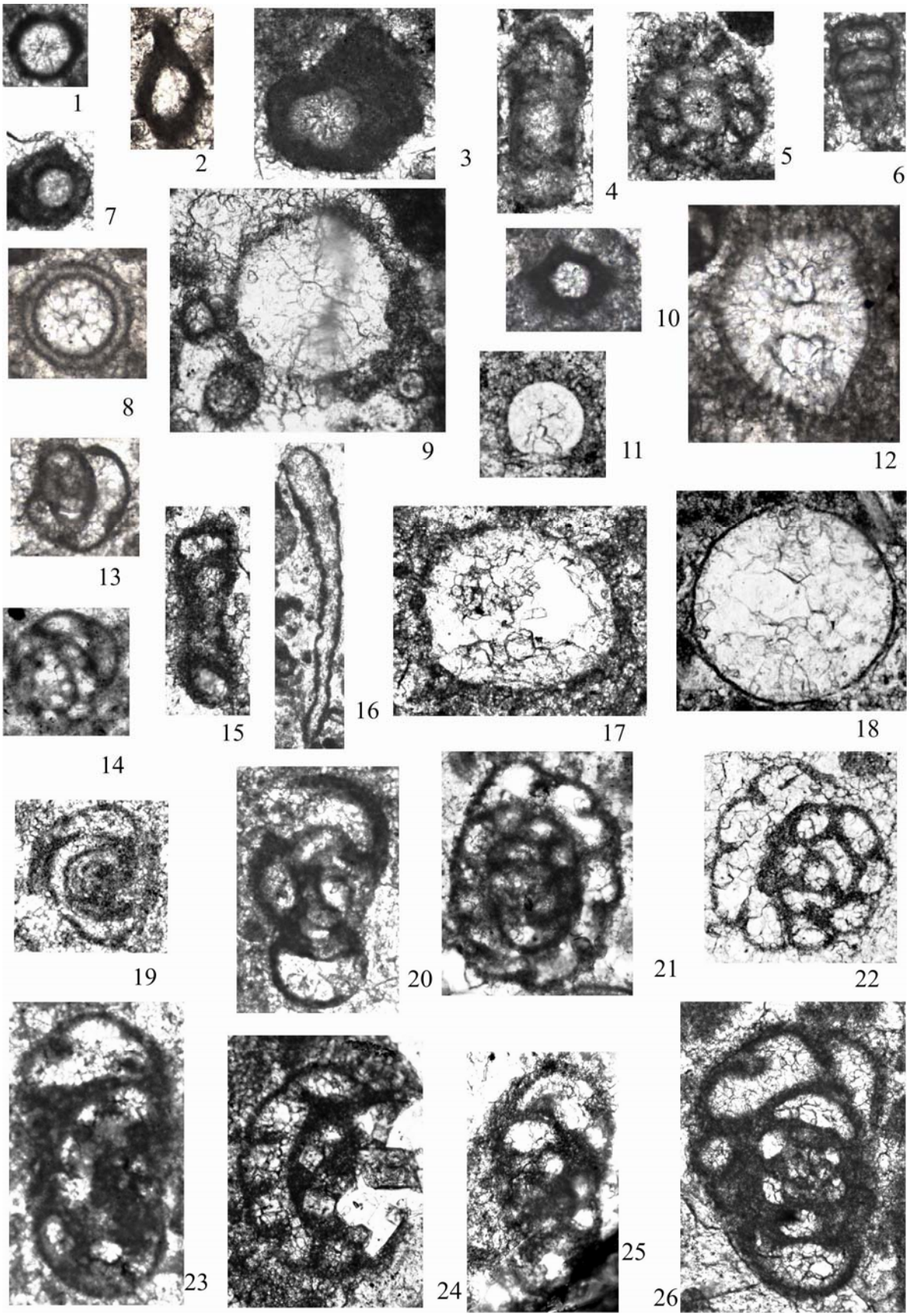


Рис. 1. Распространение фораминифер в верхнедевонских отложениях скв. 1001 Трудолюбовская



Фототаблица.

близка по составу вышеописанной, отличаясь распространением *Eoendothyra communis* (Raus.). Последний свидетельствует о принадлежности комплекса зоне Eoendothyra communis, отвечающей верхней части среднего и нижней части верхнего подъяруса. Частота встречаемости изменяется от 10-15 до 50-60 экз./см^2 для однокамерных фораминифер и не превышает 6-8 экз./см^2 у многокамерных. Сопутствующий комплекс представлен остракодами и гастроподами. В виде детрита в породе встречаются остатки брахиопод, иглокожих, а также зеленые водоросли.

В отложениях тыловых шлейфов, сложенных преимущественно обломочными известняками с брекчиевидной текстурой (инт. 1557-1560, 1546-1550, 1538-1543 м), фораминиферы характеризуются плохой сохранностью и отличаются низкой частотой встречаемости (5-15 экз/см^2 у однокамерных и не более 3-4 экз/см^2 у многокамерных фораминифер). Тем не менее, они содержат достаточно разнообразный комплекс: *Vicinesphaera squalida* Antr., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Bisphaera minima* Bir., *Eotuberitina maljavkini* (Mikh.), *Rectoseptaglomospiranella elegantula* Pojark., *Septatournayella rauserae* Lip., *Tournayella primitiva* Lip., *Eoendothyra communis* (Raus.), определяющими зону Eoendothyra communis. Для этой фации характерны палочковидные *Parastegnammina pseudocamerata* Pojark., *Paracaligella antropovi* (Lip.), *P. ferganensis* (Pojark.), и частые *Tournayellina* ex gr. *primitiva* (Lip.). Сопутствующий комплекс представлен целыми раковинами брахиопод, остракод и гастропод. Иглокожие, строматопораты и мшанки встречаются в виде детрита.

Таким образом, основной фон позднедевонских ассоциаций склоновых отложений составляют многочисленные и разнообразные однокамерные фораминиферы, в отличие от многокамерных, распространенных спорадически и характеризующихся низким таксономическим разнообразием. Верхнефранские и среднефаменские склоновые отложения рассматриваемого разреза охарактеризованы сходным по составу комплексом однокамерных фораминифер, однако при близких количественных значениях таксономическое разнообразие среднефаменских ассоциаций значительно выше. В отложениях тыловых шлейфов фораминиферовые комплексы помимо количественных показателей, отличаются меньшим таксономическим разнообразием и распространением палочковидных *Parastegnammina* и *Paracaligella*.

Объяснение к фототаблице, увеличение 100.

Фиг. 1-7 – верхнефранский подъярус; фиг. 8-26 – среднефаменский подъярус

Фиг. 1. *Vicinesphaera squalida* Antropov, инт. 1910-1917 м, шл. 538; фиг. 2. *Archaelagena mirabilis* Pojarkov; фиг. 3. *Vicinesphaera angulata* Antropov; фиг. 4, 5. *Nanicella tchernyshevae* Lipina; фиг. 6. *Eogeinetzina devonica* Lipina; фиг. 6. *Uralinella bicamerata* Bykova; фиг. 2-7 - инт. 1917-1924 м, шл. 540; фиг. 8. *Bituberitina devonica* Pojarkov, инт. 1626-1630 м, шл. 537; фиг. 9. *Parathurammina marginara* Pronina, инт. 1557-1560 м, шл. 514; фиг. 10. *Parathurammina suleimanovi* Lipina, инт. 1626-1630 м, шл. 537; фиг. 11. *Parathurammina crassitheca* (Antropov), инт. 1557-1560 м, шл. 514; фиг. 12. *Cribrosphaeroides rariporus* Pojarkov, инт. 1557-1560 м, шл. 514; фиг. 13, 14. *Septaglomospiranella primaeva* (Rauser), инт. 1626-1630 м, шл. 537; фиг. 15. *Eoseptatournayella rauserae* (Lipina), инт. 1557-1560 м, шл. 514; фиг. 16. *Paracaligella ferganensis* (Pojarkov), инт. 1557-1560 м, шл. 514; фиг. 17. *Parathurammina irregularis* Pronina, инт. 1550-1553 м, шл. 510; фиг. 18. *Parathurammina breviradiosa* Reitlinger, инт. 1618-1622 м, шл. 530; фиг. 19. *Eotournayella jubra* Lipina et Pronina, инт. 1618-1622 м, шл. 529; фиг. 20. *Septaglomospiranella grozdilovae* Pojarkov, инт. 1626-1630 м, шл. 537; фиг. 21,22,23,24,25,26. *Eoendothyra communis* (Rauser), 21 - шл. 521, 22 - шл. 520, инт. 1608-1611 м; 23. - инт. 1618-1622 м, шл. 526; 24.- инт. 1550-1553 м, шл. 510; 25, 26 - инт. 1557-1560 м, шл. 514.***Существует мнение (ред.), что формы 7-12,17,18 - это радиолярии.**

ХЕЛИКОЛЕПИДИНОВЫЕ ОРБИТОИДНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Закревская Е.Ю.
Государственный Геологический музей им. В.И. Вернадского РАН (ГГМ РАН), Москва, e-mail: zey51@mail.ru

HELICOLEPIDINE ORBITOIDAL FORAMINIFERA FROM UPPER CRETACEOUS OF ROSTOV AREA

Zakrevskaya E.Y.
Vernadsky State Geological museum RAS (SGM RAS), Moscow, e-mail: zey51@mail.ru

Впервые в отечественной литературе дается описание и изображение хеликолепидиновых орбитоидных фораминифер верхнего мела, найденных в Ростовской области.

ВВЕДЕНИЕ. В 2009 г. автором была опубликована статья [1], в которой рассматривались меловые крупные фораминиферы (КФ) Ростовской области (бассейн р. Тузлов), найденные здесь впервые и представленные единственным родом *Pseudosiderolites*. В статье был дан сравнительный анализ популяций данного рода из Луганской и Донецкой областей и отмечено более низкое таксономическое разнообразие крупных фораминифер, в частности отсутствие орбитоидных форм, и меньшие размеры раковин псевдосидеролитов Ростовской области относительно их представителей из Украинской части Донбасса. В 2010 г. коллекция крупных фораминифер мела Ростовской области была дополнена образцами из двух скважин, переданных мне также Т.Е. Улановской. Во всех отмывках были найдены КФ, представленные не только роталиидами (род *Pseudosiderolites*), но и орбитоидными фораминиферами (род *Helicorbitoides*). Последний до сих пор был найден на территории Австрии, Швейцарии и Швеции в отложениях кампана. Это наиболее древний таксон фораминифер с хеликолепидиновым расположением камер. Цель настоящей работы - описание рода *Helicorbitoides* из Ростовских скважин.



Рис. 1. Схема расположения местонахождений крупных фораминифер в области Восточного Донбасса.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ. Скважины 9205 и 9215 расположены на Большовской Западной площади бурения близ г. Ростова-на-Дону (рис. 1). Были просмотрены отмывки из 8 образцов, в которых обнаружено более 200 раковин КФ, особенно обильных в верхнем образце скважины 9205. Для изучения внутреннего строения раковин из них делались ориентированные пришлифовки и шлифы.

Количественная и качественная характеристика раковины давалась по методике, предложенной для орбитоидных фораминифер Я. Горзелем [2].

РЕЗУЛЬТАТЫ. КФ приурочены к слоям песчанистых пористых светлых органогенных известняков, в которых обильны мшанки, кораллы, иглокожие. Раковины фораминифер часто окатаны. Микрофауна представлена бентосными мелкими и крупными фораминиферами. Исходя из таксономического состава последних, в скважине 9205 прослеживается два горизонта: на глубинах 365,3-352,1 м крупные фораминиферы представлены исключительно псевдосидеролитами, типичным *Pseudosiderolites vidali,* а на глубинах 304-314,9 м резко преобладают орбитоидные формы, род *Helicorbitoides,* реже *Lepidorbitoides*. Вид *Pseudosiderolites vidali* представлен мелкими формами. В скважине 9215 крупных фораминифер меньше, на глубинах 560 – 540 м они представлены двумя этими родами, а в верхнем образце (глубина 530 м) псевдосидеролиты отсутствуют. Единичные *Lepidorbitoides* найдены на глубине 540 м. В целом состав комплексов КФ из данных скважин отличается от такового из скважины 200 бассейна р. Тузлов [1] присутствием орбитоидид и более крупными формами псевдосидеролитов, что сближает его с фораминиферами Украинского Донбасса (Амвросиевка, Луганчик, Белая). В последних местонахождениях по белемнителлам возраст «псевдосидеролитовых слоев» определяется поздним кампаном [1]. Слои с КФ в рассматриваемых скважинах Ростовской области относятся Т.Е. Улановской к маастрихту.

Систематическое описание

Семейство Lepidorbitoididae Vaugan, 1933

Подсемейство Lepidorbitoidinae Vaugan, 1933

Род *Helicorbitoides* Macgillavry, 1963

Вид *Helicorbitoides longispiralis* (Papp et Kьpper, 1953)

Таблица, 1-11

1953. *Pseudorbitoides longispiralis* n. sp. - Papp and Kьpper, p. 352

1975. *Helicorbitoides longispiralis* (Papp et Kьpper, 1953) – Horsel, p. 71, text-fig. 2b,c, pl. III

Мегасферическая генерация (А)

В н е ш н и е п р и з н а к и. Раковина средней величины, выпуклая, с бугорком из более крупных гранул в центре и обычно заостренным краем. На поверхности хорошо выражены крупные гранулы и розетки боковых камер, состоящие из 9-10 камер вокруг каждой гранулы.

В н у т р е н н е е с т р о е н и е. Экваториальный слой представлен двухкамерным эмбрионом, за которым следует моносериальная первичная спираль, которая содержит 40-50 камер, начинающих рост от протоконха (протоконхиальная спираль). Камеры первичной спирали аркообразные или петлеобразные, высокие, вторичные (ретровертные) камеры аркообразные, изометричные, очень мелкие, заполняют пространство между оборотами первичной спирали. Подобный тип роста камер называется хеликолепидиновым по одноименному третичному роду. Число одноапертурных камер приблизительно равно 4-8. Боковые камеры низкие, в центре раковины наблюдается 7-10 слоев боковых камер, к периферии их число уменьшается. Экваториальный слой отделен от боковых слоев слабо (см. таблицу, 3, 5)

Р а з м е р ы, мм. Диаметр раковины - от 1,1 до 3,0, толщина – от 0,75-1,5, отношение диаметра к толщине колеблется от 1,5 до 2, в среднем равно 1,6. Диаметр протоконха (внутренний) – от 0,06 до 0,12, средний диаметр протоконха – 0,1. Поперечный диаметр дейтероконха (внутренний) – 0,08-0,15, средний диаметр дейтероконха – 0,11, среднее отношение диаметров дейтероконха и протоконха – 1,1, что отвечает примитивным орбитоидным формам (Горзель, 1975). Диаметр гранул колеблется от 0,1 по краю раковины до 0,25 в ее центре.

Д и с к у с с и я. Род *Helicorbitoides* включает два вида – *H. voigti* и *H. longispiralis*, которые различаются числом одноапертурных камер (их большим количеством у вида *H. voigti*) и вторичных камер (их меньшим количеством у вида *H. voigti*), чуть более мелким размером протоконха у более древнего *H. voigti.* Исходя из этих критериев, найденная форма отнесена к виду *H. longispiralis.* По размеру протоконха она ближе к морфотипу, описанному из Швеции [2].

Р а с п р о с т р а н е н и е. Австрия (голотип), Швеция, Швейцария, юго-восточный Донбасс. Кампан, возможно низы маастрихта.

М а т е р и а л. Около 90 раковин хорошей сохранности.

ВЫВОДЫ

1. Новая находка КФ позволила выделить в Восточном Донбассе три области и соответственно сообщества меловых КФ. Наибольшим разнообразием и сходством характеризуются северо-западное (Донецкая, Луганская области) и юго-восточное (Ростовский р-н) сообщества (рис.1), представленные довольно крупными *Pseudosiderolites vidali, Lepidorbitoides, а также Helicorbitoides longispiralis* (только на юге). Центральное сообщество представлено мелкими формами одного подвида *Pseudosiderolites vidali muschketovi*, что объясняется либо изоляцией бассейна Тузлово-Манычского прогиба, либо другим возрастом слоев с КФ.
2. Возраст слоев с *Helicorbitoides longispiralis* в Ростовской области проблематичен. В других местонахождениях (Швеция, Австрия, Швейцария) данный вид является типично кампанским, а в Ростовской области он найден вместе с маастрихтскими *Abathomphalus intermedius* и *Anomalina ekblomi* (определения Т.Е. Улановской).
3. Новые находки КФ в Ростовской области подтверждают связь Альпийско-Карпатского и Донецкого бассейнов в позднем мелу.
4. Изученный род совмещает в себе продолжающийся рост первичной спирали (и первичных камер) с ростом ретровертных вторичных камерок, характерных для орбитоидид. В этом заключается его «филогенетическое значение». Нельзя не согласиться с тем, что он является предковой формой лепидорбитоидов [2, 4], при переходе к которым спиральная стадия роста последовательно сокращается. В связи с этим непонятно сонахождение в одном образце (скв. 9215, 9205) лепидорбитоидов и хеликорбитоидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

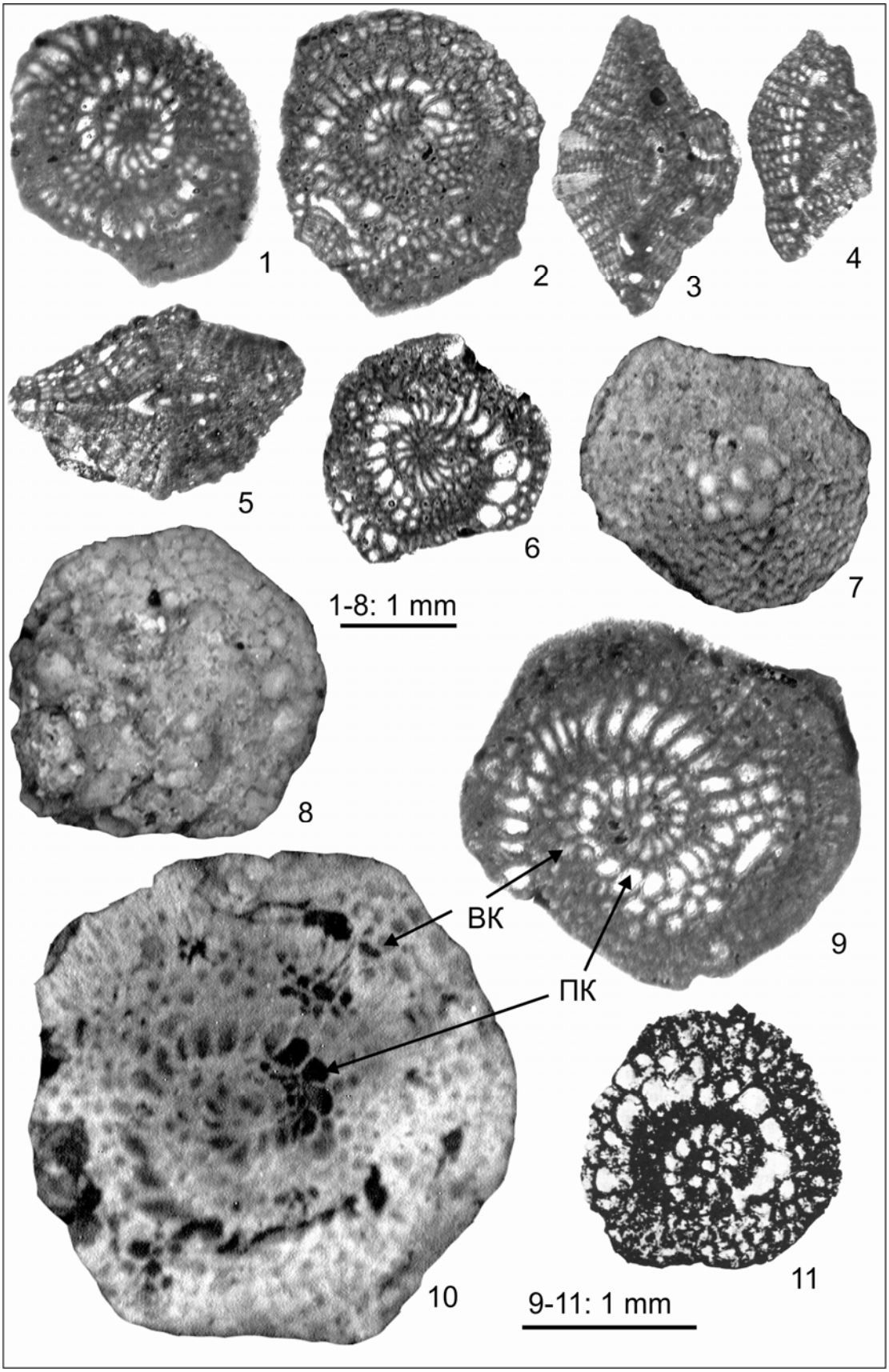
1. *Закревская Е.Ю.* (2009). Первая находка *Pseudosiderolites* Smout (фораминиферы) в верхнемеловых отложениях Ростовской области // Палеонтол. Журн. М: Наука. №1. С. 20-32.

2. *Gorsel J.T. van* (1975). Evolutionary trends and stratigraphic significance of the late Cretaceous Helicorbitoides – Lepidorbitoides lineage // Utrecht micropal. № 12. P. 1-99.

3. *Papp A. et Kьpper K.* (1953). Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kдrnten) III. Foraminiferen aus dem Campan von Silberegg // Sitzungsberichten der Osterreischen Akademie der Wissenschaften, Wien, Matematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I. V. 162. P. 345-357.

4. Wannier M. (1983). Evolution, biostratigraphie et systйmatique des Siderolitinae (Foraminifиres) // Rev. espan. Micropal., Madrid. V. 15. N. 1. P. 5 – 37.

Таблица. 1 – 11: *Helicorbitoides longispiralis* (Papp et Kьpper, 1953), мегасферическая генерация. 1 – 10: обр. 807, скв. 9205, глуб. 304,0 м; 11 – топотип (Австрия) (из: Gorsel, 1975); 1, 2, 6: горизонтальные, субэкваториальные сечения; 9-11: экваториальные сечения, видны первичные камеры (ПК) и вторичные камеры (ВК); 3-5: осевые сечения; 7, 8: поверхность раковины. 1-8: x20; 9-11: x30.


1
2
3
4
5
6
7
1-8: 1 mm
8
ВК
ПК
9
10
11
9-11: 1 mm

КОМПЛЕКСЫ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР В ЗАПЛЕСКАХ ЯПОНСКОГО ЦУНАМИ 2011Г. НА ЮЖНЫХ КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

Иванова Е.Д.
Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской Академии Наук (ТИГ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: ivanova@tig.dvo.ru

ASSAMBLAGES OF THE BENTHIC FORAMINIFERS IN JAPANESE TSUNAMI SPLASH OF 11 MARCH 2011 AT SOUTHERN KURIL ISLANDS

Ivanova Ye.D.
Pacific Geographical Institute Far Eastern branch of the Russian Academy of Sciences (PGI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: ivanova@tig.dvo.ru

В настоящей работе представлены результаты изучения фораминифер в осадках, образованных во время прохождения Тохоку цунами, вызванного сильным землетрясением 11 марта 2011 года у берегов о. Хонсю. Магнитуда землетрясения составила 9 баллов, его очаг залегал на глубине 24 километров. Уже сейчас сейсмологи оценивают события в Японии как мега-землетрясение планетарного масштаба. На Курильских островах землетрясение ощущалось на Шикотане и Кунашире, в Малокурильском - 3 балла и Южно-Курильске – 4 балла.

Землетрясение вызвало сильное цунами, которое произвело массовые разрушения на северных островах японского архипелага. Цунами распространилось по всему Тихому океану. По данным Российской службы предупреждения о цунами в Малокурильском (о. Шикотан) высота волны составила 3 метра, в Южно-Курильске на Кунашире - 199см, в Буревестнике (о. Итуруп) - 2 метра, в Курильске (Итуруп) - 53см.

Образцы осадков Тохоку цунами были отобраны на побережье островов Кунашир и Шикотан (Южные Курилы) в марте и августе-сентябре 2011 года (рис.1).



Рис. 1. Карта исследуемых районов.

На о. Кунашир пробы отбирались в районе побережья у пос. Горячий пляж (23.03.2011 г.) и в районе р. Серебрянки (15.03.2011 г.). Осадки цунами у пос. Горячий пляж представлены в основном разнозернистым песком с галькой, гравием и кусочками пемзы, с включениями сухой травы. Микрофауна в этих пробах не обнаружена. В районе реки Серебрянка было взято три пробы осадков на границе заплеска волны, составляющего 50 м от берега в районе моста и 35м вдоль побережья. Осадки представлены черным, сильно заиленным песком с многочисленными остатками

Таблица 1. Список бентосных фораминифер и их относительное содержание в осадках Тохоку цунами острова Кунашир

Виды	**О.Кунашир, бух. Южно-Курильская, около моста**	**О.Кунашир, бух. Южно-Курильская, устье р. Серебрянки**	**О.Кунашир, бух. Южно-Курильская, около церкви**
Buccella citronea Leonenko			1,7
Buccella depressa Andersen	0,5		
Buccella frigida (Cushman)	0,9		1,7
Buccella granulata (Lautenschleger)	11,8	17,9	11,7
Buccella hannai arctica Voloshinova	4,7	11,9	15,0
Buccella hannai oris Levtchuk	5,7	3,0	8,3
Buccella inusitata Andersen	10,8		
Buccella limpida Levtchuk			1,7
Buliminella elegantissima (d'Orbigny)	0,9		
Canalifera fax (Nicol)	0,5		
Cassidulina teretis (Tappan)	0,5		1,7
Cribroelphidium asterineus Troitskaja	7,1	1,5	6,7
Cribroelphidium etigoense (Husezima et Maruhasi)	18,9	10,4	10,0
Cribroelphidium goesi (Stschedrina)	0,5	16,4	3,3
Cribroelphidium kusiroense (Asano)	3,3	3,0	
Cribroelphidium subarcticum (Cushman)	15,6	14,9	18,3
Eggerella advena Cushman			
Elphidiella flos Troitskaja	4,2	1,5	1,7
Elphidium advenum depressulum Cushman	0,9	1,5	3,3
Elphidium excavatum (Terquem)	7,1	6,0	3,3
Elphidium jenseni (Cushman)			1,7
Florilus hadai Nesterova et K.Furssenko	0,5	3,0	1,7
Miliammina fusca (Brady)			+
Pateoris hauerinoides (Rhumbler)	0,9		1,7
Quinqueloculina arctica Cushman		1,5	
Quinqueloculina interposita Levtchuk	0,5	3,0	1,7
Quinqueloculina sp.	0,5		
Retroelphidium subclavatum (Gudina)	0,9	1,5	3,3
Retroelphidium subgranulosum (Asano)	1,4		
Rosalina vilardeboana d'Orbigny	1,4	1,5	1,7
Rotalia sp.		1,5	

водорослей и легким запахом сероводорода. Одна проба взята со льда. Высота волны в районе моста составляла 1.8-2м. Эти осадки характеризуются самым высоким содержанием микрофауны, представленной не только фораминиферами (31 вид) (табл. 1), но и остракодами. Отмечается хорошая сохранность раковин. Бентосные фораминиферы представлены известковыми формами: *Cribroelphidium asterineum, Cribroelphidium etigoense, Buliminella elegantissima, Buccella frigida, Ammonia beccarii*. Наиболее многочисленны представители рода *Cribroelphidium.* Встречены единичные агглютинирующие виды рода *Miliammina.* Присутствие этих видов указывает, что принесенные осадки захвачены из прибрежной зоны, поскольку эти таксоны – типичны для бухт и заливов.

На о. Шикотан образцы осадков отбирались 19 марта 2011 г. (бухты Крабовая, Отрадная) и в августе-сентябре 2011г. (бухты Крабовая, Отрадная, Снежкова, Церковная) во время комплексных исследований, проводимых специалистами в области сейсмологии и вулканологии трех российских институтов (Институт морской

геологии и геофизики, г. Южно-Сахалинск; Тихоокеанский институт географии, г. Владивосток; Институт океанологии, г. Москва) и Университета Хоккайдо.

Самый большой заплеск волны наблюдался в районе пос. Крабозаводское (бух. Крабовая) возле моста через реку Аннама и составлял около 3м. Осадки цунами представлены разнозернистым песком с галькой и гравием, остатками водорослей. Комплексы фораминифер представлены в основном агглютинирующими формами родов Jadammina, Trochammina, Eggerella и Miliammina с доминированием вида *Jadammina macrescens* (Brady) (до 90%). Этот вид широко распространен на маршах в приливно-отливной зоне, в лагунах, мелководных бухтах, часто подвергающихся опреснению [1, 4]. Из секреционных видов встречены единичные представители родов Cribroelphidium, Buccella.

В образцах осадка цунами, отобранного на побережье бухты Отрадная, содержание фораминифер значительно меньше, чем в бухте Крабовая. Комплексы представлены агглютинирующими видами *Jadammina macrescens*, *Trochammina inflate* (Montagu), *Tr. Vinogradovi* Didkovsky, *Miliammina fusca* (Brady), типичными обитателя литорали-сублиторали, секреционные виды не встречены.

В пробах, отобранных на побережье бухты Снежкова, микрофауна не обнаружена. В пробах с побережья бухты Церковная отмечены единичные *Miliammina fusca* и *Eggerella scrippsi* Uchio.

Во всех образцах осадков цунами о. Шикотан отмечается высокое содержание морских диатомей, представителей родов *Coscinodiscus, Arachnoidiscus, Odontella*.

Следует отметить, что во всех изученных пробах не встречено глубоководных бентосных фораминифер. Как правило, встреченная в отложениях цунами микрофауна характерна, прежде всего, для прибрежной зоны [3]. Однако присутствие в них глубоководных бентосных фораминифер не только является одним из важных критериев в идентификации отложений цунами, но может также свидетельствовать о мощности и высоте волны. Для примера, в осадках Индонезийского цунами 2004 г. на острове Симелу глубоководные виды (представители родов *Bolivina Brizalina, Stainforthia, Pullenia)* были встречены на участках побережья, где высота цунами превышала 8 м [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00497).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Преображенская Т.В., Троицкая Т.С.* (1996). Фораминиферы дальневосточных морей. Ч.1. Фораминиферы литорали Малой Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука.

2. *Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А.* и др. (2006). Особенности осадконакопления во время цунами 26 декабря 2004 года на севере Индонезии (о.Симелу, побережье в районе г.Медана о.Суматра) // Океанология. №5. С. 711-727.

3. *Srinivasalu S., Rajeshwara Rao N., Thangadurai N.,* et al. (2009). Characteristics of 2004 tsunami deposits of the northern Tamil Nadu coast, southeastern India // Boletнn de la Sociedad Geolygica Mexicana. V. 61. № 1. P. 111-118.

4. *Sen Gupta B.K.* (2002). Foraminifera in marginal marine environments. In Modern Foraminifera. Barun K. Sen Gupta Ed. Kluwer Academic Publishers. P. 141-160.

МЕЛОВАЯ БИОТА И АНОКСИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН)

Исаева Н.А., Черкашин В.И.
Институт геологии (ДНЦ РАН), Махачкала, e-mail: dangeo@mail.ru

CRETACEOUS BIOTA AND ANOXIC EVENTS OF THE NOTHERN CAUCASUS (DAGESTAN)

Isaeva N.A., Cherkashin V.I.
Institute of Geology, Dagestan Scientific Center of RAS, Mahachkala, e-mail: dangeo@mail.ru

В связи с наблюдающимся в последнее время резким потеплением климата остро встала проблема прогнозирования возможных биосферных изменений, что обусловило интерес к изучению палеоэкологических кризисов прошлого, необходимостью оценки реакции биоты на различные экологические события. Планомерные исследования последних лет показали, что в мезозойской истории имели место аноксические события, запечатленные в осадочных толщах в литолого-геохимических и палеоэкологических характеристиках. Так, в среднемеловой (апт-туронской) последовательности Восточного Кавказа выявлена ярко выраженная серия пластов, обогащенных органическим веществом и, очевидно, отвечающих разным эпизодам так называемых «Океанических Аноксических Событий» (OAE), в ходе которых отмечены резкие перестройки в составе биоты и режиме седиментации в разных частях океана. Это раннеаптское событие Selli (OAE1a), ряд эпизодов позднеаптского-раннеальбского события Jacob, Paguier (OAE1b), позднеальбское событие Toolebuc и Breistroffer (OAE1d), среднесеноманское событие и позднесеноманское событие Bonarelli (OAE2) [1]. На территории Дагестана были выявлены и изучены последние 3 события, которые хорошо фиксируются во многих разрезах – у сс. Акуша, Аймаки, Араканы и др. (Рис.1).

В разрезе у с.Акуша, являющимся одним из наиболее полных меловых разрезов Восточного Кавказа, были изучены фораминиферы пограничного апт-альбского интервала, соответствующего событию OAE1b.

Слои верхнего апта в литологическом отношении представлены черными и темно-серыми глинами и алевролитами. Слой черных глин расположен в терминальной части аптского интервала, по-видимому, исходя из стратиграфического положения данного слоя, можно предположить, что этот интервал соответствует первому эпизоду OAE1b, известному под названием Jakob Level.

Верхнеаптские слои характеризуются однообразным комплексом фораминифер, в составе которого преобладают многочисленные очень мелкие глобигерины, относящиеся главным образом к *Clavihedbergella primari* Kretchm (in itt). Кроме того следует отметить бентосные формы *Epistomina spinulifera* (Reuss), которая сопровождается видами, обладающими агглютинированной песчанистой стенкой раковины - *Reophax scorpiurus* Montf., *Ammodiscus gaultinus* Berht., *Ammobaculites agglutinans* Orb., *A. albiensis longa* Tch.Tairov, *Trochammina planulinaforma* Tch.Tairov, *Gaudryina filiformis* Berth., и фораминиферам, обладающим известковой стенкой, *Marginulina robusta* Reuss, *M. jonesi* Reuss, *M. bulleta* Reuss и др., имеющими подчиненное значение [3].

Таким образом, литологический состав пород и сохранившиеся комплексы агглютинированных и известковистых фораминифер указывают на относительное обмеление бассейна в рассматриваемую эпоху.

Переход из верхнеаптских отложений в нижнеальбские отразился на изменении литологического состава пород, главным образом увеличением глинистых прослоев. Отложения нижнего альба, в изучаемом разрезе, литологически представлены

черными глинами, глауконитовыми песчаниками и алевролитами, в основании которых проходит фосфоритизированный горизонт. Очевидно, этот интервал соответствует одному из поздних эпизодов OAE1b (Paguier). Здесь, по-видимому, имело место относительное углубление моря по сравнению с верхним аптом, о чем свидетельствует состав фауны. В этом слое обнаружен богатый и разнообразный комплекс фораминифер, из которого обильно представлена *Epistomina spinulifera* (Reuss) с сопутствующими: *Hoenglundina carpenteri* (Reuss), *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *H.infracretacea* (Glaessn.), *H. globigerinellinoides* (Subb.), *Vaginulina recta* Reuss, *Lenticulinella ovalis* (Reuss). *Lenticulina navicula* (Orb.), *Astacolus chaini* (Djaff. et Agal.), *Pleurostomella obtusa* Berth., *P.subnodosa* Reuss [3].

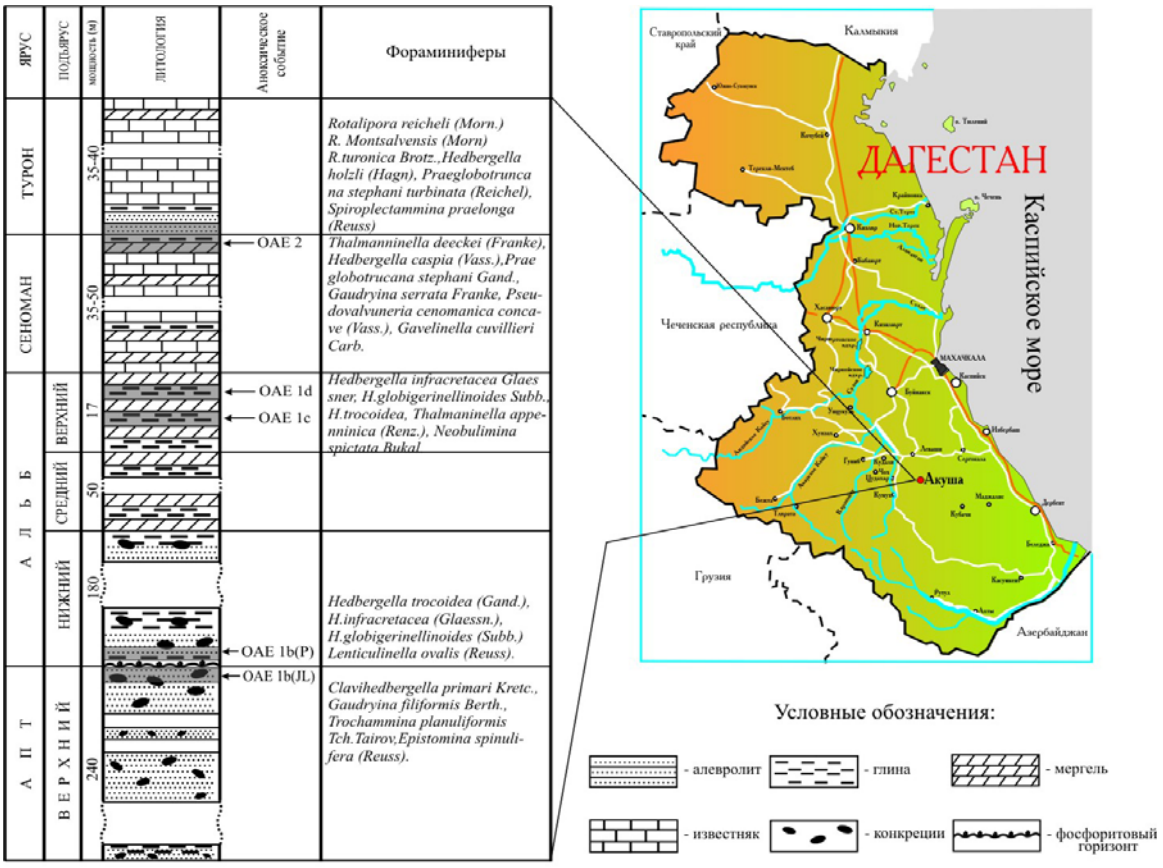


Рис. 1. Меловые аноксические события (разрез с. Акуша)

Таким образом, данные изучения микропланктона вместе с литологическими характеристиками переходного апт-альбского интервала указывают на заметные изменения палеоэкологических обстановок в бассейне данного разреза. В позднеаптское время бассейн представлял собой теплый мелководный водоем, в котором произошло накопление обогащенных органическим веществом осадков. В начале альба, по-видимому, после относительно кратковременного падения уровня моря, начинается углубление бассейна, которое сопровождалось изменениями седиментационного режима. Ассоциации микропланктона при этом значительно обновляются, становятся более многочисленными и разнообразными [4].

В этом же разрезе была изучена динамика биоты позднего альбского и раннего сеноманского ярусов, соответствующая аноксическому событию OAE1d.

Позднее альбское время характеризуется значительным углублением морского бассейна и расширением его границ. В осадках появляются прослои карбонатных пород,

чередующихся с терригенными прослоями. Нормальная соленость, хороший газовый режим способствовали массовому развитию фораминифер, где господствующее положение занимают планктонные формы. Обильны мелкие глобигериниды: *Hedbergella infracretacea* Glaessner, *H. globigerinellinoides* Subb., *H. trocoidea* (Gand.), появляются редкие *Thalmanninella appenninica* (Renz.). Из бентосных форм характерными являются: *Neobulimina spictata* Bukal., *Darbyella carinatiformis* Samychk., *Marsonella trochus* (Orb.), *Gavelinella biinvoluta* Mjatl. Впервые появляется *Spiroplectina terminalis,* которая развивается лишь в средне и верхнеальбских отложениях. В этом разрезе нижний сеноман без признаков несогласия залегает на отложениях верхнего альба. Отложения сеномана представлены чередованием известняков с терригенными прослоями, состоящими из темно-серых песчанистых глин и алевролитов, содержащих редкие пиритизированные конкреции. Для него характерны планктонные фораминиферы – *Thalmanninella appenninica* (Renz.), *Gumbelitria cenomana* Keller, из глобигерин здесь продолжают развиваться *Hedbergella agalarovae* Vassil., *H. caspia* Vassil., *H. infracretacea* (Glaesster), *H. postdownensis* W-M. и др. Родовой состав бентосных представителей более разнообразный. Это - *Spiroplectammina cuneata* Vassil., *Textularia conica* Orb., *Tritaxia dagestanensis, Hagenovella chapmani* Cushm., *Cibicidoides gorbenkoae* Akimez, *Spirillina minima* Schacko, *S. ansaltensis* и др. Смена условий обитания фораминифер в бассейнах раннего сеномана повлекла за собой изменение видового состава ассоциаций, но не оказала отрицательного воздействия на биоту. Изменения соотношения планктон-бентос скорее были связаны с расширением трансгрессии, а состав ассоциации зависел от экологической обстановки.

«Океаническое бескислородное событие» (OAE2) на границе сеноман-турона достаточно хорошо выражено в разрезе с. Акуша. Литологически верхнесеноманские отложения представлены чередованием известняков светло-серых, пелитоморфных с зеленоватыми мергелями и темно-серыми, почти черными, алевролитами. Терригенные прослои чаще всего представлены зеленоватыми и серовато-зеленоватыми мергелями и характерны для нижнего сеномана. В отложениях верхнего сеномана преобладают прослои, представленные темно-серыми песчанистыми глинами и алевролитами, содержащими редкие пиритизированные конкреции. Мощность сеномана в данном разрезе достигает 45-50м.

Биономические условия позднесеноманского бассейна благоприятствовали пышному развитию фораминифер. Среди планктонных форм для этого времени особенно характерны представители сем. Globotruncanidae, в частности роталипор, тальманнинелл, преглоботрункан, а также хедбергелл. Характерными для верхнего сеномана являются: *Thalmanninella deeckei* (Franke), *Hedbergella caspia* (Vass.), появляется *Praeglobotruncana stephani* Gand., продолжают существовать бентосные формы: *Gaudryina serrata* Franke, *Pseudovalvulineria cenomanica concave* (Vass.), *Gavelinella cuvillieri* Carb. и др. [3].

В позднесеноманский век в комплексах наблюдается преобладание планктонных форм, их содержание из отдельных прослоев доходит до 98%, на долю бентосных представителей приходится 1-2%. Процентное соотношение бентосных и планктонных форм в комплексах фораминифер, а также соотношение видов, обладающих агглютинированной и известковистой раковинами, отражают до некоторой степени режим существовавшего морского бассейна.

Нижнетуронский подъярус представлен чередованием известняков светло-серых, включающих линзовидные кремнистые образования с прослоями темно-серых алевролитов, содержащих мелкие конкреции пирита. Данное явление связано с кратковременным нарушением газового режима бассейна – заражение его дна сероводородом. Мощность туронского яруса в разрезе с. Акуша определяется 60-75м.

В отложениях нижнетуронского подъяруса выявлен богатый и разнообразный комплекс фораминифер, наиболее характерными представителями которого являются: *Rotalipora reicheli* (Morn.), *R. montsalvensis* (Morn.), *R.turonica* Brotz*., Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel), *Hedbergella holzli* (Hagn), *Spiroplectammina praelonga* (Reuss), *Frenobulimina orbignyi* Reuss*.*

Анализ фораминифер показывает, что сеноман-туронское аноксидное событие, с которым во многих местах связано образование отложений, обогащенных $C_{орг.}$, сопровождалось вымиранием высокоспециализированных, так называемых «глубоководных таксонов». Изменение океанографических параметров – возникновение дефицита O_2 в придонных слоях толщи воды часто сопровождавшиеся образованием H_2S и одновременное появление значительного количества токсических веществ являлись, видимо, мощным регулятором филогенетического развития фораминифер. Эти явления не только «уничтожали» высокоспециализированные рода *Rotalipora-Thalmanninella*, но и приводили к появлению новых морфотипов с более высокой степенью специализации [2].

Изучение микропланктона вкупе с литологическими характеристиками переходного сеноман-туронского интервала указывают на заметные изменения палеоэкологических обстановок в бассейне Северо-Восточного Кавказа. Комплексное воздействие на биоту рассмотренных факторов играло, очевидно, весьма существенную роль в ее перестройке – вымирании старых и расцвете новых форм. В связи с этим, важное значение приобретает анализ динамики ассоциаций, а также выяснение причинно-следственных связей абиотических изменений и биологических событий.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И.* (2005). Отображение межрегиональных и биосферных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах Северо-Восточного Кавказа (Дагестан) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного Федерального Округа. Сборник научных трудов. № 50. Махачкала. С. 15-24.

2. *Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф.* (1996). О геохимических, биохимических и биотическиских следствиях эвстатических колебаний. //Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука. Т. 4. № 4. С. 3-14.

3. *Самышкина К.Г.* (1983). Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа. М.: Наука. 168 с.

4. *Щербинина Е.А., Александрова Г.Н.* (2005). Переходный апт-альбский интервал Восточного Кавказа по данным изучения наннопланктона и диноцист // Микропалеонтология в России на рубеже веков. Материалы XIII Всероссийского Микропалеонтологического Совещания. Москва. С. 154-155.

О РОДЕ *ALJUTOVELLA* RAUSER, 1951 (FUSULINIDA) sensu lato

Исакова Т.Н.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: isakova@ginras.ru

ABOUT GENUS *ALJUTOVELLA* RAUSER, 1951 (FUSULINIDA) sensu lato

Isakova T.N.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: isakova@ginras.ru

Род *Aljutovella*, распространенный в «верхней половине каяльского яруса и нижней половине московского яруса (верейский и каширский горизонты)» был выделен Д.М. Раузер-Черноусовой из состава рода *Profusulinella* Rauser et Beljaev, 1936 как промежуточное звено «между рядом родов нижней половины среднего карбона, а именно - профузулинеллами, гемифузулинами и фузулинами» [6, с. 182]. Родовой статус *Aljutovella* оспаривался С.Е. Розовской, рассматривающей альютовелл только в качестве подрода рода *Profusulinella* и считавшей, что «от основного подрода *Profusulinella* при ряде общих морфологических особенностей он (*Aljutovella*) отличается только незначительной складчатостью септ» [7, с.17]. Иную точку зрения представила М.Н. Соловьева [8]. На основе рода *Aljutovella* М.Н. Соловьевой [8] были установлены новые таксономические группы - новое семейство и ряд новых родов (табл.). Очевидно, объем нового семейства Aljutovellidae Solovieva, 1996, принятого в Справочнике по систематике фораминифер палеозоя [9], соответствует объему рода *Aljutovella* в его первоначальном понимании, а четыре новых рода, вошедшие в состав семейства, имеют близко родственные связи. Сравнивая наиболее характерные родовые признаки родов, объединенных в новое семейство (табл.), становится очевидным, что в процессе развития семейства наиболее заметные изменения касаются таких морфологических признаков как форма раковины и складчатость септ. Форма раковины меняется от укороченной субромбоидальной (*Tikhonovichiella*) через субромбоидальную (*Skelnevatella*) к веретеновидной (*Aljutovella*) и овоидно веретеновидной (*Priscoidella*). В этой же ветви происходит зарождение и дальнейшее развитие септальной складчатости от прямых к волнистым и затем слабо складчатым септам. Следует заметить, что при описании новых родов не был указан их видовой состав, что затрудняет использование подобные таксономические единицы в стратиграфических целях. В связи с этим представляется актуальным определить объем родов семейства Aljutovellidae Solovieva, 1996, выявив их видовой состав. Автором настоящей публикации были проанализированы материалы Видовой картотеки палеозойских фораминифер Лаборатории Микропалеонтологии Геологического института РАН, а также учтены описания новых видов семейства Aljutovellidae, опубликованные в последние годы [1, 2, 10, 11]. В результате проведенного анализа, видовой состав родов семейства Aljutovellidae Solovieva, 1996 представляется следующим.

Род *Tikhonovichiella* Solovieva, 1996. Типовой вид - *Aljutovella tikhonovichi* Rauser, 1951 характеризуется укороченной вздуто-веретенообразной, чаще субромбоидальной формой раковины в наружном обороте и шарообразной в начальных оборотах, а также слабой волнистостью септ в узкой осевой области, либо ячеистой складчатостью на небольших участках осевой зоны наружных оборотов. Близкими типовому виду являются: *T. subaljutovica* (Safonova, 1951); *T. pseudoaljutovica* (Rauser, 1951); *T. fallax* (Rauser, 1951); *T. lepida* (Leontovich, 1951); *T. nibelensis* (Rauser, 1951), *T. porrecta* (Dzhentchuraeva, 1979); *T. bashkirika* (R. Ivanova, 2000). По мнению Р.М. Ивановой [2], к этому роду следует относить виды, характеризующиеся укороченной субромбической формой раковины с L:D не более 1,6-1,7, что позволяет включить в состав рода также *Profusulinella rhombiformis* Brazhnikova et Potievskaja,

1948, и *P. grozdilovae* Ektova, 1972 в качестве переходных форм от профузулинел к альютовеллам. Исходя из того, что отличительными родовыми признаками *Tikhonovichiella* помимо формы раковины являются слабоскладчатые волнистые в осевой области септы последние два вида мной не включены в состав этого рода.

Род *Skelnevatella* Solovieva, 1996. Типовой вид - *Profusulinella skelnevatica* Putrja, 1948 характеризуется ромбоидной формой раковины со второго оборота и слегка складчатыми септами в осевых концах, а также наличием на боковых сторонах раковины единичных арочек. Следует заметить, что первоначально Ф.С. Путря [4], опубликовал вид *Profusulinella skelnevatica* Putrja, 1948 без указания голотипа, поместив изображения двух «типичных форм» [4, рис. 11, рис. 12] экземпляров из Саратовского Поволжья (Тепловка, скв.2). В 1951 г. Д.М. Раузер-Черноусова переводит этот вид в род *Aljutovella* и также приводит новые изображения «типичных форм» уже вида *Aljutovella skelnevatica* (Putrja) из Московской синеклизы [6, табл. XXIII, фиг. 6, 7]. Позднее, Ф.С. Путря [5] переописывает вид *Aljutovella skelnevatica*, приводит изображения двух новых экземпляров, обозначив голотип вида [5, фиг. 4], и оригинал [4, фиг. 5] из Восточного Донбасса (балка Скельневатая и ст. Изварино). Кроме того, в этой же публикации в качестве плезиотипа [5, фиг. 6] повторяется экземпляр, ранее приводимый в качестве «типичной формы» *Profusulinella skelnevatica* Putrja, 1948 [4, рис. 11]. Какой же экземпляр следует считать типом *Aljutovella skelnevatica* ? «Типом каждого таксона видовой группы является единственный первоначальный экземпляр или тот, который указан среди типовой серии. Типовая серия состоит из экземпляров, по которым изучался и устанавливался вид…» [3, с. 159-160]. Исходя из того, что приоритет есть основной принцип зоологической номенклатуры можно сделать вывод о том, что название вида *Aljutovella skelnevatica* закрепляет экземпляр, указанный автором вида в первоначальной публикации 1948 г. на рис. 11 как изображение «типичной формы» [3]. Если сам автор впоследствии определяет какой-нибудь другой экземпляр в качестве типа (голотипа) таксона, то такой поздний выбор не имеет особого статуса.

Близкими типовому виду являются: *S. cybea* (Leontovich, 1951); *S. artificialis* (Leontovich, 1951); *S. isvarica* (Putrja, 1956); *S. tumida* (Bebsh, 1969); S.*cafirniganica* (Bensh, 1969); *S. acuminulata* (Dzhentchuraeva, 1979); *S. sosnensis* (Dzhentchuraeva, 1979).

Род *Aljutovella* Rauser, 1951. Типовой вид - *Profusulinella aljutovica* Rauser, 1938 характеризуется веретеновидной формой раковины и волнистыми, слабо складчатыми на боках раковины септами. Близкими типовому виду являются: *A. alaica* Dzhentchuraeva, 1979; *A. saratovica* (Putrja et Leontovich, 1948); *A. tatariensis* Dalmatskaja, 1972; *A. paraaljutovica* Safonova, 1951; *A. splendida* Leontovich, 1951; *A. conspecta* Leontovich, 1951; *A. arrisionis* Leontovich, 1951; *A. eoaljutovica* Safonova, 1951; *A. elongata* (Rauser, 1938); *A. intermixa* Safonova, 1951; *A. dagmarae* Safonova, 1951; *A. distorta* Leontovich, 1951; *A. parasaratovica* Safonova, 1951; *A. venusta* Sheng, 1958; *A. paraprolifica* Putrja, 1956; *A. pseudoelongata* Sheng, 1958; *A. balaniformis* Manukalova, 1948; *A. cucumeriformis* Dzhentchuraeva, 1979; *A. stoecklini* Leven et Davydov, 2006, *A. gorgiji*, Leven et Davydov, 2006.

Род *Priscoidella* Solovieva, 1996. Типовой вид - *Profusulinella priscoidea* Rauser, 1938 характеризуется укороченной вздуто-веретеновидной формой раковины в наружных оборотах, овоидной на средних оборотах и шарообразной на начальных. Складчатость септ проявляется в виде полосы мелкоячеистых сплетений вдоль оси раковины и отдельных арочек на боках раковины вблизи осевых концов. Близкими типовому виду являются: *P. complicata* (Safonova, 1951); *P. znensis* (Rauser, 1951); *P. postaljutovica* (Safonova, 1951); *P. succincta* (Sheng, 1958); *P. devexa* (Safonova, 1951); *S.*

pojarkovia (Dzhentchuraeva, 1979); *A. iranica* (Leven et Davydov, 2006), условно *P. darvasica* (Leven, 1998) (вид описан по одному сечению).

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ (проект №12-05-00106).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванова Р.М.* (2000).Новые таксоны фораминифер башкирскго яруса Урала // Палеонтол. журн. №2. С. 34-40.

2. *Иванова Р.М.* (2008). Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала: зональная стратиграфия, палеобиогеография, палеонтология. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 202 с.

3. *Коробков И.А.* (1978). Палеонтологические описания. Л.: Недра. 206 с.

4. *Путря С.Ф.*, *Леонтович Г.Е.* (1948). К изучению среднекаменноугольных фузулинид Саратовского Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXIII. С. 24. 25.

5. *Путря С.Ф.* (1956). Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Восточного Донбасса // в: Гроздилова В.П. (ред.). Микрофауна СССР. Сб. VIII. С.333-520.

6. *Раузер-Черноусова Д.М.*, *Грызлова Н.Д.*, *Киреева Г.Д.* и др. (1951). Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Издательство М. АН СССР. 341 с.

7. *Розовская С.Е.* (1975). Состав, система и филогения отряда фузулинида. М.: Наука. 267 с.

8. *Соловьева М.Н.* (1996). Отряд Fusulinida // в Раузер-Черноусова Д.М., Исакова Т.Н., Рейтлингер Е.А. (ред.). Справочник по систематике фораминифер палеозоя. М.: Наука. С. 92-113.

9. Справочник по систематике фораминифер палеозоя (1996). М.: Наука. 204 с.

10. *Leven E.Ja.* (1998). Stratigraphy and fusulinids of the Moscovian Stage (Middle Carboniferous) in the Southwestern Darvaz (Pamir) // Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia . V. 104. No. 1. P. 3-42.

11. *Leven E. Ja.*, *Davydov V. I.* , *Gorgij M.N.* (2006). Pennsylvanian stratigraphy and fusulinids of Central and Eastern Iran // Palaeontologia Electronica. 9.1.1A.

.

Семейство ALJUTOVELLIDAE SOLOVIEVA, 1996				
Морфологические признаки	Tikhonovichiella Solovieva, 1996	Skelnevatella Solovieva, 1996	Aljutovella Rauser, 1951	Priscoidella Solovieva, 1996
Типовой вид	Aljutovella tikhonovichi Rauser, 1951 Средний карбон. Верхнебашкирский подъярус, подверейский гор-т, Южное Притиманье.	Profusulinella skelnevatica Putrja, 1948 Саратовское Поволжье, Тепловка Скв. 2, гл. 350 м	Profusulinella aljutovica Rauser, 1938 Средний карбон, верейский гор-т, Самарская лука, скв. 407, глубина 609-611м.	Profusulinella priscoidea Rauser, 1938 средний карбон, каширский гор-т, Самарская лука, скв. 401, глубина 521-524м
Форма раковины: а)внешних оборотов, б)внутренних оборотов	а) субромбоидная, вздуто-веретенообразная б) укорочено-субромбоидная,	а) субромбоидная б) укорочено-субромбоидная,	а) веретеновидная б) субромбоидная	а) округло-вздутая, овоидная б) почти шарообразная
Навивание оборотов	со скачком в удлинение после начальных оборотов	равномерное, свободное	равномерное, иногда с резким поворотом на 90° в начальных оборотах	равномерное
Стенка	слабо дифференцированная	трехслойная с утолщенным наружным текториумом на начальных оборотах	трехслойная, реже двух-слойная без наружного текториума	трехслойная со светлой диафанотекой
Септы	слабо волнистые в двух наружных оборотах	слегка складчатые в осевых концах, низкие арочки на боках наружных оборотов	от слабо до значительно складчатых в осевых концах	волнистые в осевых концах, складчатые (низкие арочки) на боках двух-трех наружных оборотов
Хоматы	массивные	массивные субквадратные	массивные округло-субквадратные	массивные субквадратные, реже округлые
Число оборотов	4.5-5.5	4-5	4.5-5, редко 6.5	до 8
Стратиграфическое распространение	часто верхи башкирского яруса («подверейский гор-т»), реже московский ярус верейский горизонт	московский ярус, верейский и нижняя часть каширского горизонтов	московский ярус, верейский и нижняя часть каширского горизонтов	московский ярус, верейский и нижняя часть каширского горизонтов

Таблица. Характеристика родов семейства Aljutovellidae Solovieva, 1996.

ФОРАМИНИФЕРЫ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Кодаш А.С.
Кубанский Государственный Университет (КГУ), Краснодар, e-mail: shymachka@rambler.ru

FORAMINIFERS OF THE UPPER CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS

Kodash A.S.
Kuban State University, (KSU), Krasnodar, e-mail: shymachka@rambler.ru

В связи изучением стратиграфии верхнего мела по ранним материалам: отчетам, атласам и коллекциям, выполненных лабораторией литологии и стратиграфии под руководством В.Л. Егояна, были сопоставлены комплексы фораминифер северо-западного Кавказа с современными исследованиями фораминифер Крымско-Кавказской области. При сопоставлении комплексов фораминифер, выявлен ряд данных, которые характеризуют исключительно комплексы Северо-Западного Кавказа и отличаются от общих стратиграфических схем, и имеют свои специфические особенности. В данной работе представлены исключительно слои фораминифер, которые характерны для более погруженных участков - фации шельфа и континентального склона позднемелового бассейна. Представленные слои впервые выделены Сторчевой А.Д. в 1964-1974г.г., ранее не были опубликованы в открытой печати, но представлены в отчетах и атласах. Также на основании выделенных слоев фораминифер проводятся границы стратиграфических комплексов при расчленении разрезов верхнего мела по скважинам.

Задача заключалась в сопоставлении слоев фораминифер Северо-Западного Кавказа со стратиграфическими зонами и слоями верхнего мела Крымско-Кавказской области, разработанной Маслаковой Н.И. [3] и Копаевич Л.Ф. [1, 2]. В результате выявились резкие отличия в комплексах фораминифер, которые представлены в нашей работе.

По нижнему сеноманскому подъярусу комплексы фораминифер Северо-Западного Кавказа объединены в слои с Thalmanninella appenninica и Schackoina cenomana, которые соответствуют зонам с Rotalipora globotruncanoides в Крымско-Кавказской области и содержат общие виды: *Hedbergella planispira*, *Thalmanninella appenninica* и др. Нижняя граница сеноманского яруса проводится по исчезновению альбских видов.

По верхнему сеноманскому и нижнему туронскому подъярусам на территории Северо-Западного Кавказа выделены слои с фораминиферами Gavelinella cenomanica и Rugoglobigerina ordinaria, что в Крымско-Кавказской области соответствует зонам с Rotalipora cushmani, которая входит в состав нашего комплекса, но встречена редко.

По верхнему туронскому подъярусу комплексы фораминифер объединены в слои с Globotruncana lapparenti и Praeglobotruncana turbinata на Северо-Западном Кавказе, которые соответствуют зонам с Marginotruncana coronata на территории Крымско-Кавказской области. Встречены общие виды *Gyroidinoides multiseptus*, *Gavelinella schloenbachi*, *Praebulimina brevis* и др., указывающие на общие условия обитания.

Коньякский ярус и нижний сантонский подъярус выделены слоями с комплексами бентосных фораминифер Stensioeina emscherica и Gavelinella thalmani, и с массой проходящего планктона. В Крымско-Кавказском регионе нижний коньякский подъярус представлен слоями планктонных фораминифер Marginotruncana coronata, а верхний коньякский и нижний сантонский подъярусы характеризуется зоной Concavatotruncana concavata, которые имеют массу гетерогелицид.

По верхнему сантонскому подъярусу на Северо-Западном Кавказе выделяют слои с бентосными фораминиферами Bolivinoides laevigata и Gavelinella costulata, которые соответствуют зонам с Concavatotruncana asymetrica в Крымско-Кавказской области, с общими бентосными видами.

Нижний кампанский подъярус представлен слоями *с* Orbignyna ovata на территории Северо-Западного Кавказа, характеризуется обеднением планктонных видов, среди которых появляются *Globotruncana arca* и *Globotruncana stuarti* и др. Сопоставление северо-западных комплексов планктонных фораминифер с зонами с Globotruncana elevata в Крымско-Кавказском регионе обосновывается на находках *Globotruncana arca* и *Globotruncana rugosa*.

По верхнему кампанскому подъярусу комплексы фораминифер Северо-Западного Кавказа объединены в слои с Bolivina kalinini и Contusotruncana morozovae. В Крымско-Кавказской области верхний кампанский подъярус представлен зонами с Contusotruncana morozovae и Globigerinelloides multispinus.

Нижний маастрихтский подъярус на территории Северо-Западного Кавказа устанавливается по присутствию *Bolivina incrassatum* и *Bolivinoides draco*. В Крымско-Кавказском регионе нижний маастрихтский подъярус представлен зонами с *Globotruncanita stuarti*, в состав которых входит множество общих видов, таких как *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana contusa* и др., с незначительным количеством бентосных видов.

По верхнему маастрихтскому подъярусу на Северо-Западном Кавказе выделяют слои с Bolivina incrassatum crassa, которые соответствуют зонам верхнего маастрихтского подъяруса в Крымско-Кавказском регионе с *Abathomphalus mayaroensis*, данный вид входят в состав северо-западного комплекса.

Выделенные Сторчевой А.Д. слои на территории Северно-Западного Кавказа являются более полными, так как охватывают зоны осадконакопления в условиях платформенной, субфлишевой и флишевой частей бассейна Тетис, которые хотя и имеют единые слои фораминифер, но отличаются составом видов и родов в комплексах. По слоям фораминифер проводится стратиграфическое расчленение верхнемелового разреза в скважинах Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья. Состав комплексов фораминифер отражает экологические и палеогеографические условия на территории Западного Кавказа и Западного Предкавказья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Копаевич Л.Ф.* (2010). Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнего мела Восточно-Европейской платформы и Мангышлака» // Матер. Пятого Всерос. сов. «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». Ульяновск. УГУ. С. 196-199.

2. *Копаевич Л.Ф.* (2011). Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная биостратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструции // Автореф. докт.геол.-мин. наук. М. 59 с.

3. *Маслакова Н.И.* (1978). Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Изд-во Наука. 165 с.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР

Копаевич Л.Ф.
Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: lfkopaevich@mail.ru

LATE CRETACEOUS INTERVAL IN THE EVOLUTION OF PLANKTONIC FORAMINIFERS

Kopaevich L.F.
Lomonosov Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: lfkopaevich@mail.ru

В настоящее время общепринято, что планктонная форма жизни появилась еще в докембрии, а различные типы ее возникали позже. Одним из древнейших планктонных форм являлись, возможно, акритархи, которые появившись в докембрии, широко распространились в течение палеозоя. В кембрии появились радиолярии, которые на протяжении фанерозоя достигали все более высоких уровней разнообразия и приспособились ко всем океаническим режимам. В то же время фораминиферы, в настоящее время повсеместно обитающие в океанах и морях, смогли перейти к планктонному образу жизни только в триасовом периоде [8].

История развития планктонных фораминифер (ПФ) складывалась в рамках последовательной изменчивости с постепенной трансформацией форм потомства во времени. Обычно новые таксоны закреплялись в эволюционном процессе, используя преимущество слабой конкуренции в периоды низкого таксономического разнообразия.

Концепция развития, включающая непрерывное усовершенствование морфологических признаков, общепринята и достаточно очевидна, но ее применение не может объяснить причину сохранения и устойчивости примитивных форм одновременно с вымиранием сложных, высокоспециализированных потомков. Если узкая специализация это результат острой конкуренции, то шансы на выживание и дальнейшее развитие предпочтительнее у тех, кто оказался вне ее. Поэтому вместо выживания наиболее приспособленных морфотипов происходит их вымирание. Благодаря длительному существованию примитивных форм, ушедших на задний план в борьбе за существование, они выходят на первый план в эволюционном процессе. Между кризисами виды примитивных морфотипов, благодаря их относительно высокой степени приспособляемости, не вымирали. Они обеспечивали регенерацию сообщества и были необходимы для обеспечения устойчивости экологической системы. В условиях кризиса примитивные таксоны по-прежнему исполняли свои обязанности и заполняли большие пространства, подготавливая почву для более конкурентоспособных видов следующей стадии. Занимая освободившиеся экологические ниши, виды-космополиты вынуждены были менять свою жизненную стратегию, а вместе с этим и морфологию [7].

Исследование морфогенеза меловых планктонных фораминифер, количественный анализ их таксономического разнообразия и географического распространения позволили выявить пути приспособления к планктонному образу жизни и охарактеризовать основные этапы их развития.

На протяжении мелового периода развитие ПФ шло по пути биологического прогресса, возрастания плотности популяций и расселения от мелководных к более глубоким участкам акваторий. Позднемеловая эпоха представляла собой в целом политаксонный этап, который прерывался кратковременными олиготаксонными эпизодами. В эволюции ПФ на протяжении позднего мела можно выделить несколько этапов. При этом каждому свойственен определенный набор морфотипов,

определенный тип жизненной стратегии (***r*** и ***R*** стратегисты), свой тип эволюционного развития и уровень таксономического разнообразия.

Эволюция ПФ с трохоидным типом раковины (глоботрунканиды) шла постепенно от примитивной «глобигериноподобной» формы с простым устьем к килеватым, сильно скульптированным со сложно построенным устьевым аппаратом. Развитие шло в разные этапы геологического времени разными путями: в одном случае накопление морфологических изменений происходило постепенно, с возникновением большого количества переходных форм (градуализм). Во втором – новый таксон возникал скачкообразно, когда морфологические различия существенны, а переходные формы отсутствуют (пунктуализм).

В позднем мелу высокого таксономического разнообразия достигли гетерогелициды со спирально-винтовой раковиной и планомалиниды со срирально плоскостным типом навивания. Появившиеся новые данные об эволюции группы гетерогелицид позволили связать их происхождение с бентосными формами, обладавшими также спирально-винтовой раковиной [9]. Появившийся в позднем альбе предположительно от *Pleurostomella* новый планктонный морфотип *Praeplanktonia* дал начало новым двум группам. Первая группа связана с консервативным типом эволюции и обладала двурядным типом расположения камер (*Heterohelix*, альб-маастрихт). Вторая группа с инновационным типом развития имела трехрядную раковину (*Arachaeoguembelitria*, поздний альб-ранний турон). Среди кампан-маастрихтских герерогелицид пользовались широким развитием многорядные морфотипы – *Pseudotextularia, Racemiguembelina, Ventilabrella.* Эти роды принадлежат группе высокоспециализированных таксонов с ***r/K*** и ***K/r*** стратегией.

В составе планомалинид в верхнемеловых отложениях встречены представители рода *Globigerinelloides.* Он появился еще в апте и разделен на две ветви [2]. Одна из них *Globigerinelloides ferreolensis–G.ultramicrus–G. eaglefordensis–G. bentonensis* продолжает свое развитие в позднем мелу. Непосредственным продолжением ее продолжением является последовательность видов *G. aspera – G.volutus– G.clavatus – G.messinae*. На протяжении кампан-маастрихтского интервала от основного ствола обособляются две ветви. Первая выделялась некоторыми авторами как самостоятельный род *Biglobigerinella.* с раздвоенной последней камерой и раздвоенным устьем (*B. algeriana– B.multispina– B.biforaminata*). Возможно, эти признаки не имеют систематического значения, они являлись реакцией на флуктуации параметров водной толши, так как периодически появлялись на разных стратиграфических уровнях в раннем и позднем мелу. Вторая ветвь – это появление видов *G. algerianus* (апт) и *G. impensis* (маастрихт), обладавших сильно скульптированной крупной многокамерной раковиной [2, 12]. Пока трудно определить тип жизненной стратегии позднемеловых планомалинид из-за неполноты знаний о современных представителях этого морфотипа.

Позднеальбский-сеноманский политаксонный этап. К началу позднего альба у глоботрунканид уже сформировались основные признаки: тип строения раковины, строение стенки, характер периферического края, морфология устья, пупочной области, скульптура, форма и число камер. Становление позднемеловых морфотипов шло последовательно от *Ticinella*, появившегося в позднем апте предположительно от *Hedbergella* [1, 2] Для начала позднего альба характерно преобладание видов с ***r***-стратегией, у которых происходило постепенное изменение главных морфологических признаков. Появившиеся представители килеватых таксонов (*Praethalmanninella-Thallmanninella-Rotalipora*) принадлежали уже к группе ***K/r*** стратегистов. Морфологические изменения коснулись и планомалинид, что привело к широкому, но кратковременному расселению представителей рода *Planomalina.* Последний

произошел от представителей рода *Globigerinelloides* и его морфологической особенностью также является появление киля, сначала на начальных, а затем на последнем обороте. Для планомалинид характерно также присутствие реликтовых устьев в умбиликальной области. Резко возрастает морфологическое разнообразие спирально-винтовых гетерогелицид.

Пограничный сеноман-туронский олиготаксонный интервал связан с проявлением океанского бескислородного события (OAE-2). В составе комплексов ПФ произошли события, приведшие к резкому сокращению таксономического разнообразия. В случаях, когда зона кислородного минимума не достигала верхней части водной колонки, пограничный рубеж пересекали таксоны ***r***-стратегисты, а также *Praeglobotruncana* и мелкие *Dicarinella* с ***r/K*** стратегией**.** В случае, когда зона кислородного минимума охватывала эвфотическую зону, сохранялись лишь мелкие *Heterohelix*, *Hedbrgella*, а также представители ПФ с сильно вытянутыми камерами, относящиеся к роду *Schackoina*. Шакоины обладали радиально-вытянутыми камерами последнего оборота, что облегчало процесс парения в верхних слоях водной толщи. Именно поэтому подобные морфотипы – *Leopoldina, Blowiella*?, *Schackoina* характерны для эпизодов OAE, начиная с раннего мела. Таким образом, пограничный сеноман-туронский интервал являлся типичным олиготаксонным этапом в развитии ПФ и доминированием примитивных таксонов с ***r***-стратегией [3, 4]. Эпизоды наиболее интенсивного проявления OAE связаны с «цветением» консервативных гетерогелицид.

Турон-сантонский политаксонный этап. После сеноман-туронского события начался новый этап диверсификации ПФ, который связан с появлением и широким пространственным распространением двукилевых маргинотрунканид и дикаринеллид с весьма разнообразной формой раковины. Морфология их раковины настолько разнообразна, что в турон-коньякском интервале выделено несколько новых таксонов – *Sigalitruncana*, *Carpathoglobotruncana, Falsotruncana* и отмечено широкое развитие переходных форм [5, 6, 11] Среди бескилевых таксонов доминируют *Whiteinella* и появившиеся в туроне *Archaeoglobigerina*, с умбиликальным устьем, и четким периферическим поясом, близким к настоящему килю. Именно с этим интервалом связано первое появление настоящих ***K***-стратегистов, а общее таксономическое и морфологическое разнообразие глоботрунканид в турон-сантонском интервале позволяют отнести его к разряду политаксонных. Эволюция турон-сантонских ПФ развивалась по пунктуалистическому сценарию у ***K***-и ***K/r*** стратегистов и по градуалистическому – у ***r***-стратегистов. Высокого таксономического разнообразия достигают в этот период гетерогелициды, среди которых появляются скульптированные формы рода *Sigalia.* В тоже время планомалиниды имеют подчиненное значение.

Пограничный позднесантонско-кампанский олиготаксонный интервал. На этом отрезке преобладали виды с ***r***-стратегией. Конец сантона маркируется резким сокращением таксономического разнообразия за счет исчезновения большинства специализированных маргинотрунканид и дикаринеллид, то есть ***K***-стратегистов. В терминальном сантоне полностью исчезают представители рода *Concavatotruncana*. Сократилось таксономическое разнообразие ***r***-стратегистов за счет вымирания большинства видов среди *Hedbergella* и *Whiteinella.* Процесс сокращения таксономического разнообразия, начавшись на рубеже коньяка и сантона, продолжался на протяжении сантонского века. В конце этапа среди глоботрунканид преобладали представители *Archaeoglobigerina*, среди планомалинид – *Globigerinelloides,*среди гетерогелицид – *Heterohelix, Hendersonia* (***r***- и ***r/K*** стратегисты). Здесь же появились первые представители рода *Globotruncana*, быстрая эволюция которых и широкое территориальное расселение характерно уже для следующего интервала.

Кампан-маастрихтский политаксонный этап. Для кампан-маастрихтских глоботрунканид характерно сочетание в различных вариантах всех признаков, характеризующих высокоспециализированные таксоны. Некоторые из них являлись новыми, как например замена портиков на тегиллу в устьевом аппарате *Globotruncana,* гипертрофированная выпуклость дорзальной стороны у *Contusotruncana,* появление форм, обладающих шипами и выростами на концах камер у *Radotruncana.* Для позднего маастрихта характерно присутствие рода *Abathomphalus*, который обладал узким умбиликальным устьем с тегиллой, ребристой скульптурой и двумя широко расставленными килями. Морфология раковины этого рода сочетала в себе как признаки *Globotruncana,* так и *Rugoglobigerina*

Для кампан-маастрихтского интервала характерно также активное развитие бескилевых таксонов. Так, от рода *Archaeoglobigerina* произошел род *Rugoglobigerina* со скульптурой в виде явно выраженных ребер. Этот род достиг максимального таксономического разнообразия в маастрихтском веке, когда от него произошло несколько ответвлений – *Bucherina, Rugotruncana, Trinitella* и *Plummerita.* В середине кампанского века быстро увеличилось разнообразие *Globotruncanella* с уплощенными камерами и устьем с портиками. Появившись в туроне, эти формы имели подчиненное значение вплоть до указанного интервала. Следует отметить крупные размеры всех указанных форм, особенно это касается таких видов как *Globotruncanita stuarti, Contusotruncana contusa, Abathomphalus intermedius, A. mayaroensis* и большинства ругоглобигерин. Относительно медленная эволюция и большая изменчивость привели к возникновению большого количества переходных форм, у части из них бывает сложно определить родовую принадлежность [10]. Кампан-маастрихтский интервал характеризовался градуалистическим типом эволюции и являлся политаксонным этапом в развитии глоботрунканид, когда их разнообразие было наибольшим. Явным преобладанием в составе комплексов, имели высоко специализированные виды с ***K/r*** и ***K*** стратегией. Пунктуалистический тип эволюции характерен для позднего маастрихта, когда появляются коротко живущие таксоны *Bucherina, Rugotruncana, Trinitella* и *Plummerita,* часть которых являлась монотипной. Высокое таксономическое разнообразие характеризует кампан-маастрихтский интервал в группе спирально-винтовых гетерогелицид с многорядным типом строения. Высокое таксономическое разнообразие характерно и для спирально плоскостных планомалинид, у которых варьируют размеры, скульптура, количество камер, а также появляются формы с раздвоенной последней камерой.

Работа выполнена при поддержке Программы РФФИ- грант № 12-05-00690 и № 12-05-00263.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вишневская Л.Ф., Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф.* и др. (2006). Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба-сеномана и сеномана-турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 14. № 5. С. 42–63.

2. *Горбачик Т.Н.* (1986).Юрские и раннемеловые планктонные фораминиферы юга СССР. М.: Наука. 293 с.

3. *Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф.* (1992). Влияние меловых событий на эволюцию глоботрунканид // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб. С. 17–29.

4. *Копаевич Л.Ф.* (2011). Планктонные фораминиферы позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: зональная стратиграфия, смена на главных рубежах, палеоокеанологические реконструкции. Диссертация в форме научного доклада на соискание степени д. геол.-мин. наук. М., геологический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова. 59 с.

5. *Корчагин О.А.* (2001). Зональный стандарт турона по планктонным фораминиферам // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: Геос. С. 52-72.

6. *Корчагин О.А.* (2003). Классификация мезозойских планктонных фораминифер. М.: Геос. 89 с.

7. *Красилов В.А.* (1986). Нерешенные проблемы теории эволюции. Владивосток. ДВНЦ АН СССР. 138 с.

8. *Кузнецова К.И., Корчагин О.А.* (2004). Глобальная экспансия планктонных фораминифер: триас, юра, мел// В кн.: Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Тр. ГИН, вып. 550. С. 167-205.

9. *Georgescu M.D.* (2009). On the origins of Superfamily Heterohelicacea Cushman, 1937 and the polyphyletic nature of planktic foraminifera // Revista Espanola de Micropaleontologia. V. 41. No. 1-2. P. 107-144.

10. *Robaszynski F., Caron M.* (1995). Foraminifиres planctoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee// Bull. Soc. geol. France. V. 166, № 6. P. 681-692. Paris.

11. *Robaszynski F., Caron M., Dupuis Ch.* et al. (1990). A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area // Bull. Centres Rech.Explor-Prod. Elf-Aquitaine. V. 14. P. 213–384.

12. *Sliter W.V.* (1977). Cretaceous foraminifera from the South Western Atlantic Ocean. Leg 36/ Deep Sea Drilling Project. Initial Report DSDP 65. P. 519-545.

ЭВОЛЮЦИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ФОРАМИНИФЕР НАДСЕМЕЙСТВА ARCHAEDISCOIDEA

Кулагина Е.И.
Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), Уфа, e-mail: kulagina@ufaras.ru

EVOLUTION OF THE CARBONIFEROUS FORAMINIFERS OF THE SUPERFAMILY ARCHAEDISCOIDEA

Kulagina E.I.
Institute of Geology, Ufa Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, e-mail: kulagina@ufaras.ru

Архедискоидеи (отряд Archaediscida) относятся к эврифациальным морским бентосным организмам, имеющим большое значение для стратиграфии визейских и серпуховских отложений, а также для корреляции мелководных и глубоководных фаций. Виды архедискоидей используются для зонального расчленения визейского и серпуховского ярусов в качестве основных или вспомогательных видов-индексов.

Систематика архедискоидей разработана достаточно хорошо, хотя критерии систематики, используемые разными авторами, различны. Опубликованная до 1993 г. литература по архедисцидам приведена в Справочнике по систематике мелких фораминифер палеозоя [1]. Систематика архедискоидей, принятая в Справочнике, основана на классификации, разработанной американскими специалистами [8]. В основу ее положены эволюционные преобразования стенки раковины. Надсемейство Archaediscoidea включает два основных семейства Archaediscidae и Asteroarchaediscidae, условно к нему отнесено семейство Pseudovidalinidae. Появление псевдовидалинид фиксируется в конце гжельского века [2, 10]. По морфологическим признакам они близки к древним *Uralodiscus* и *Planoarchaediscus,* поэтому большинство исследователей считает возможным их независимое гомеоморфное возникновение либо от лазиодисцид, либо от псевдоаммодисцид [1, 2].

Надсемейство архедискоидей включает более 220 видов и 21 род [1]. Новые данные по систематике и стратиграфическому распространению архедискоидей содержатся в работах [5, 3, 7, 12, 11]. Архедискоидеи появились в раннем визе, достигли расцвета в визейское время и вымерли к концу ранней перми. Период времени, от раннего визе (позднерадаевское время) до позднего серпухова длительностью около 20 млн. лет соответствует этапу ускоренной эволюции данного надсемейства [4]. В настоящее время мы можем проследить эволюцию этого надсемейства в абсолютном времени [13] (рис. 1). В позднерадаевское-раннетульское время отмечается возникновение архедискоидей от Pseudoammodiscidae в результате развития внешнего радиально-лучистого слоя сначала в боковых частях раковины (подсемейство Ammarchaediscinae), а позднее – во внешних оборотах (подсемейства Uralodiscinae, Kasachstanodiscinae). В раннем визе (бобриковское время) наблюдается быстрая радиация и широкое распространение архедискоидей с двухслойной стенкой. В течение раннего визе возникает 4 подсемейства [1]. К подсемейству Kasachstanodiscinae относятся виды с равным соотношением микрогранулярного и стекловато-лучистого слоев. Первые представители этого подсемейства отмечаются в верхней части бобриковского горизонта и его аналогов. С конца раннего визе архедискоидеи приобретают всесветное распространение. Они известны на Русской платформе, в Донбассе, на Урале, в Казахстане, Западной Европе, Северной Америке, Азии.

В начале позднего визе обособляются виды, у которых меняется соотношение темного микрозернистого и светлого радиально-лучистого слоев стенки, происходит утолщение последнего, постепенное сокращение темного слоя до его исчезновения (подсемейство Archaediscinae). В поздневизейское-раннесерпуховское время

фиксируется усиленное видообразование рода *Archaediscus*, включающего более 60 видов, а также возникновение семейства Asteroarchaediscidae с характерным заполнением просветов трубчатой камеры кристаллами кальцита, получившим название «звездчатости».

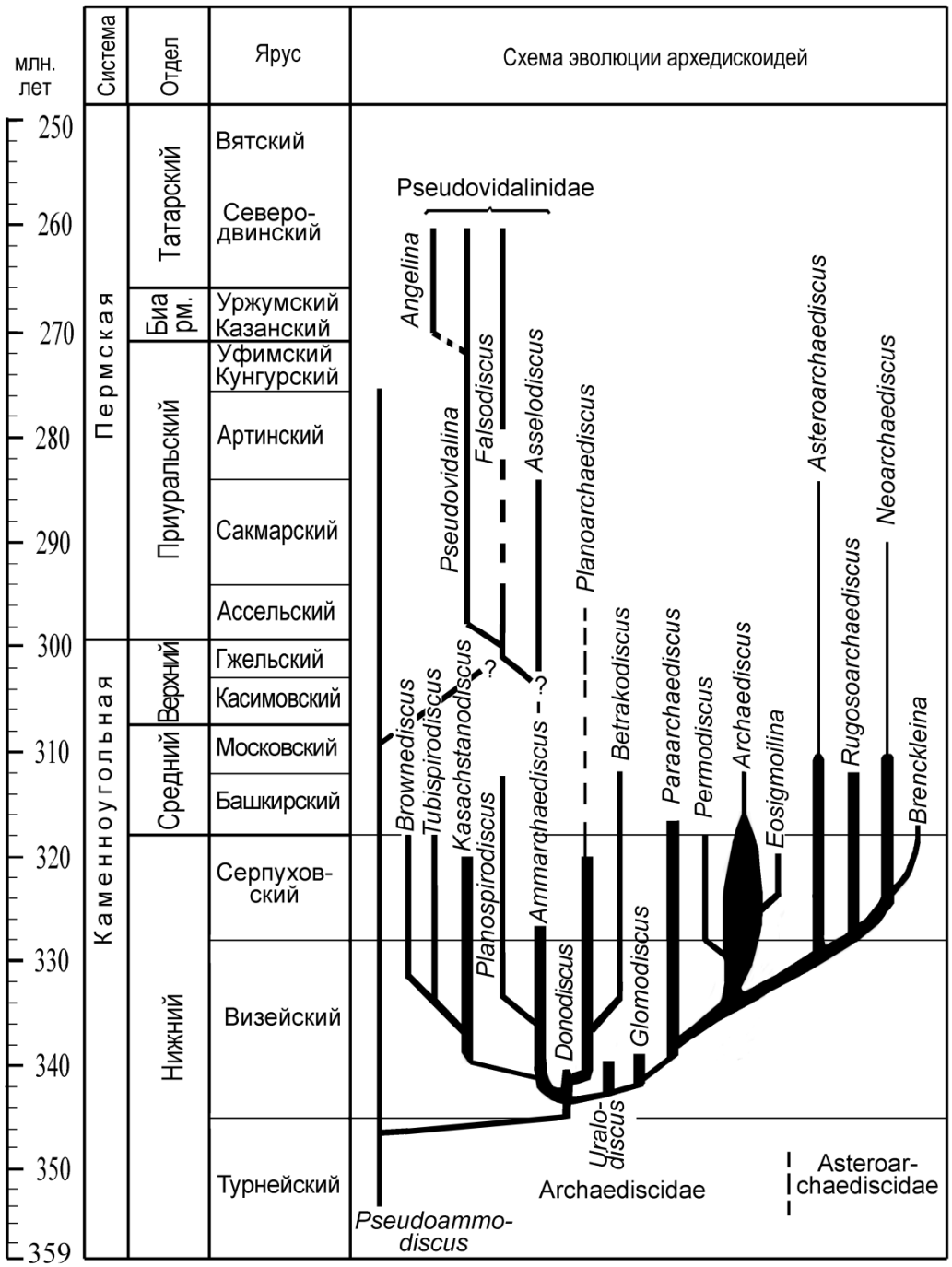


Рис. 1. Схема эволюционного развития архедискоидей.

В позднем визе происходит формирование комбинаторной раковины [6] с обособлением внутренней астероархедискусовой части и внешней либо архедискусовой либо эосигмоилиновой. С конца серпуховского века архедискоидеи вступают в период замедленной эволюции, который длился до раннепермского времени более 18 млн лет. Архедисциды на данном этапе характеризуются устойчивыми морфологическими признаками, нулевым родо- и видообразованием,

уменьшением численности таксонов видового и родового рангов. В отложениях верхней части московского яруса численность архедискоидей заметно сокращается, в верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях известны их лишь очень редкие находки [2]. Для целей стратиграфии наиболее ценен этап ускоренной эволюции архедискоидей, охватывающий визейский и серпуховский века.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 10-05-01076.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вдовенко М.В.* (1993). Надсемейство Archaediscacea. Справочник по систематике фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей) / М.В. Вдовенко, Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер и др. М.: Наука. 126 с.

2. Давыдов В.И. (1991). Архедисциды (фораминиферы) позднего карбона и перми: гомеоморфия или брадителия? // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы . Отд. геол. Т. 66. Вып. 5. С. 50-57.

3. Иванова Р.М. (2008). Нижний карбон Боровской подзоны Тюменско-Кустанайского прогиба // Литосфера. № 2. С. 3-24.

4. Кулагина Е.И. (2011). Этапы развития и темпы эволюции фораминифер отряда Archaediscida // Темпы эволюции органического мира и биостратиграфия: Материалы LVII сессии Па-леонтологического общества при РАН (5-8 апреля 2011 г., Санкт-Петербург). Санкт-Петербург. С. 73-74.

5. Марфенкова М.М. (2005). Новые Tchuisodiscinae и Koktjubinidae из визейских и серпуховских отложений Казахстана. // Микропалеонтология в России на рубеже веков. Материалы XIII Всерос. Микропалеонтологического совещания, Москва, 21-23 ноября, 2005 г. М.: ГЕОС. С. 39-41.

6. Чермных В.А. (1996). К систематике семейства Asteroarchaediscidae (фораминиферы) // Сб. науч. трудов (Тр. / ИГ Коми НЦ УрО Российской академии наук, Вып. 89). С. 5-12.

7. Brenckle P. L., Grelecki C. J. (1993). Type Archaediscacean foraminifers (Carboniferous) from the former Soviet Union and Great Britain // Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ. 30. 59 p.

8. Brenckle P.L., Ramsbottom, W.H.C., Marchant T. R. (1987). Taxonomy and classification of carboniferous archaediscacean foraminifers // Courier Forsch. Inst. Senckenberg, 98. P. 11–24.

9. Cozar P. (2000). Archaediscidae Y Lasiodiscidae (Foraminiferida) del Mississippiense (Carbonifero) del area del Guadiato (Suroeste de Espana) // Revista Espanola de Micropaleontologia. V.32. No 2. P. 193-212.

10. Cozar P., Merino-Tome O., Villa E. (2007). New data (smaller foraminifers and correlation with depositional sequences) on the Las Llacerias section (Late Pennsylvanian, Cantabrian Mountains, NW Spain) // Facies, 53. P. 427-450.

11. Cozar P., Somerville I.D., Burgess I. (2008). New foraminifers in the Visean/Serpukhovian boundary interval of the lower limestone formation, Midland Valley, Scotland // Journal of Paleontology. V. 82. No. 5. P. 906-923.

12. Krainer K., Vachard D. (2002). Late Serpukhovian (Namurian A) Microfacies and Carbonate Microfossils from the Carboniferous of Nųtsch (Austria) // Facies. 46. P. 1-26.

13. Menning, M., Alekseev, A.S., Chuvashov, B.I. et al. (2006). Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian – Carboniferous – Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003) / ScienceDirect, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 240:318–372.

ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КЕЛЛОВЕЙ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Левчук Л.К.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. акад. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск, e-mail: LevchukLK@ ipgg.nsc.ru

FORAMINIFERAL ASSAMBLAGES OF THE CALLOVIAN-UPPER JURASSIC DEPOSITS OF SHAIM OIL-GAS AREAS OF WESTERN SIBERIA

Levchuk L.K.

Trofimuk Institute of Petrolium Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, e-mail: LevchukLK@ ipgg.nsc.ru

Шаимский нефтегазоносный район (ШНГР) – один из старейших нефтегазодобывающих районов Западной Сибири. В настоящее время в разработку вводятся так называемые трудноизвлекаемые запасы – пласты с низкопроницаемыми коллекторами, водонефтяными зонами, малой толщиной, высокой степенью обводнённости. В сложившихся условиях для стабилизации добычи и дальнейшего расширения базы углеводородного сырья необходимо провести ряд поисково-разведочных и доразведочных работ, которые должны базироваться на добротной и современной стратиграфической основе. И, несмотря на высокую разведанность недр старейшего нефтегазодобывающего района, уточнение стратиграфического положения и объема местных стратиграфических подразделений не потеряло актуальность до сих пор, поскольку район является ключевым для стратиграфии всей Западной Сибири. Важное место в изучении строения и оценке перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов занимает корреляция отложений и палеогеография. При изучении истории осадочных бассейнов Сибири с самого начала было очевидно, что ранне-среднеюрский и позднеюрский этапы развития палеобассейнов принципиально различны в смысле закономерностей формирования осадочных толщ [1].

За последние годы накопился микропалеонтологический материал по средней (келловей) - верхней юре по значительному (21) числу скважин, пробуренных на территории различных месторождений: Тугровское (скв.12,15,18,19); Сыморьяхское (скв.10268, 10257, 10262); Мало-Шушминское (скв. 10527); Северо-Даниловское (скв.10167); Даниловское (скв. 10554,10009); Ловинское (скв.10292, 9186); Тальниковое (скв.10417); Убинское (скв.10054); Андреевское (скв.10374); Усть-Иусское (скв. 8000); Пулытьинское (скв.11108), Мулымьинское (скв.10513), Лазаревское (скв.10392) и Филлиповское (скв.2525) (Рис. 1). Отложения келловея и верхней юры в этих скважинах оказались достаточно полно охарактеризованы комплексами фораминифер. Это позволило установить в изученном районе все ярусы: келловейский, оксфордский, кимериджский и волжский, их отдельные подъярусы, зоны и слои с характерными комплексами фораминифер. В результате изучения выделено 10 биостратонов в ранге зон и номинальных слоев. В ряде случаев отмечается определенная таксономическая изменчивость в одновозрастных комплексах фораминифер. Такая неоднородность увязывается, вероятней всего, с формированием сообществ в разных биономических зонах юрских морей, отличающихся некоторыми одновременно действующими абиотическими факторами, в первую очередь глубиной. На биостратиграфической шкале, эти различия отражаются выделением параллельных биостратонов с самостоятельными видами-индексами [2]. Это - зона Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF - 25, слои с Dorothia insperata, Eomarssonella paraconica JF - 33, зона Ammobaculites tobolskensis, Trochammina oxfordiana JF-34, слои с Tolypammina



Рис. 1. Карта-схема района исследования. Заливкой показаны месторождения, на которых расположены изученные скважины.

svetlanae, Ammodiscus thomsi JF-35, зона Trochammina oxfordiana JF-36, зона Recurvoides disputabilis JF-37, зона Trochammina omskensis, Verneuilinoides graciosus JF38, зона Haplophragmoides? canuiformis JF-40, зона Pseudolamarckina lopsiensis JF-41 и слои с Kutsevella haplophragmoides JF-43, возраст которых подтвержден целым рядом находок аммонитов (Рис. 2).

Проведенное детальное изучение фораминифер из Шаимского района Западной Сибири позволило выявить богатейший родовой и видовой состав представителей этой группы, обитавшей в Западносибирском море на протяжении келловея, оксфорда, кимериджа и волжского века. Отмечены особенности изменения комплексов фораминифер во времени и пространстве, а также степень их изменчивости в пределах изученного района, что позволило сделать некоторые палеогеографические выводы о развитии келловей-позднеюрской трансгрессии.

Во время формирования отложений фораминиферовой зоны Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF-25, на начальном этапе вся территория ШНГР в целом представляла собой относительно мелководную зону, вероятно с нестабильным солевым режимом, заселенную многочисленными представителями эврифациальных родов. Постепенно, по мере, развития келловейской трансгрессии, структура сообществ фораминифер усложняется, растет таксономическое разнообразие, незначительно меняются доминирующие таксоны. Но в целом, сообщества на этой территории представлены очень близким таксономическим составом, структурной и количественной характеристиками. В них преобладали представители *Recurvoides,* большую роль играли *Trochammina,* становясь доминантами или субдоминантами. На этом фоне заметно выделяются позднекелловейские сообщества своим богатством и разнообразием. В них впервые обнаружены представители рода *Pseudolamarckina,* широко распространенные преимущественно в позднем келловее Русской платформы. Особенно представительна в видовом отношении группа известковистых форм, при значительной численности агглютинирующих. В целом фораминиферовая зона Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25, которая датируется верхней частью верхнего бата – келловеем, имеет достаточно широкое распространение в отложениях Шаимского нефтегазоносного района. В самом северном из изученных месторождений Тугровском этот комплекс самый богатый и таксономически разнообразный, в Сыморьяхском, Мало-Шушминском, Ловинском и Филипповском месторождениях по мере приближения к западной границе района, что, по-видимому, свидетельствует об обмелении палеобассейна и приближении границы море - суша в изученном районе.

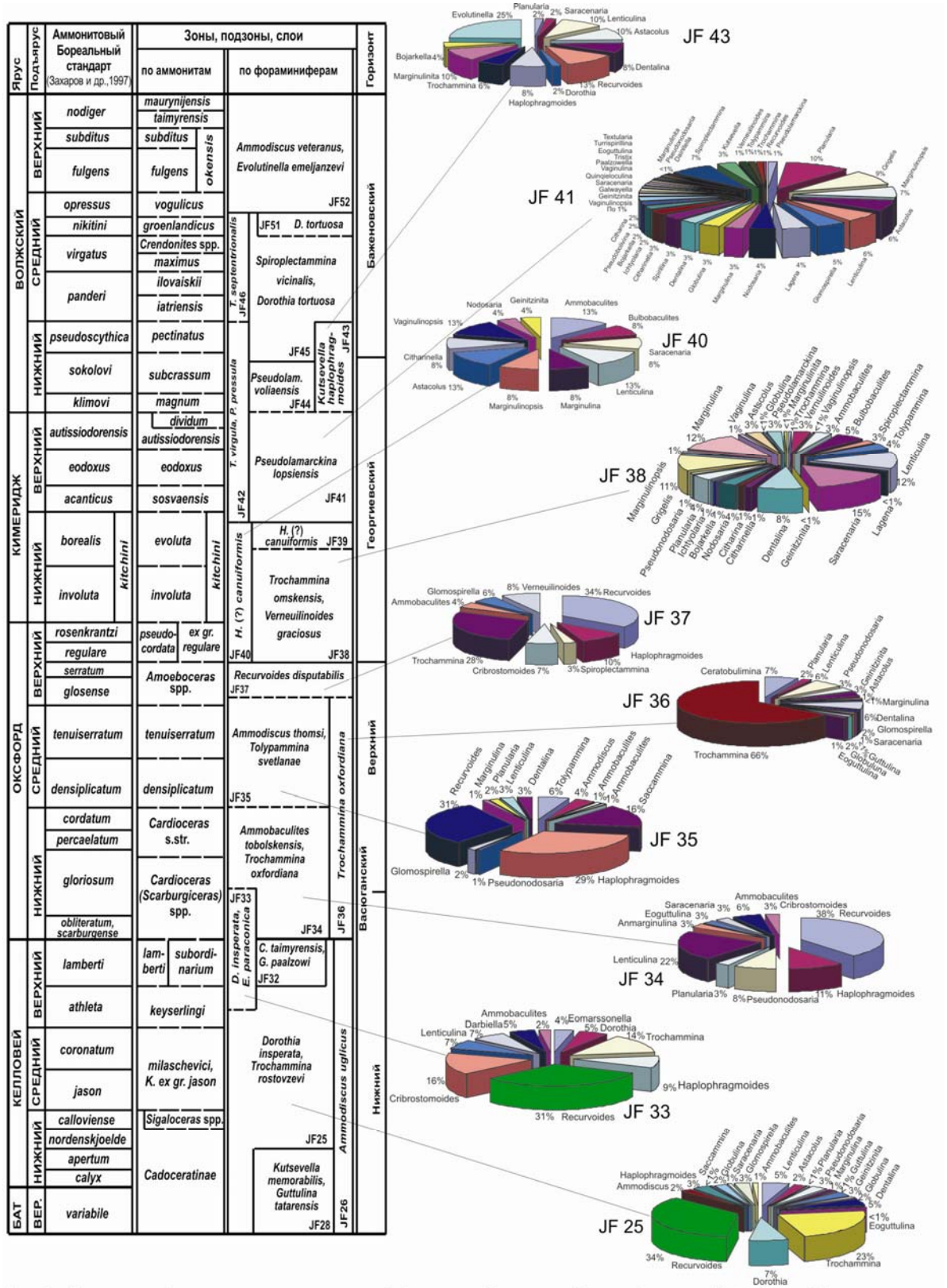


Рис.2. Стратиграфическая схема средней (келловей)-верхней юры Западной Сибири [2] и примеры наиболее представительных комплексов фораминифер, которые характеризуют выделенные биостратоны.

Примерно те же условия морского режима сохраняются и при формировании отложений содержащих в себе комплекс фораминиферовых слоев с Dorothia insperata,

Eomarssonella paraconica JF33, зона распространения которых существенно уже. В конце позднего оксфорда происходит некоторая таксономическая и структурная перестройка сообществ фораминифер. За время существования фораминиферовых биостратонов Ammobaculites tobolskensis - Trochammina oxfordiana JF-34, Tolypammina svetlanae - Ammodiscus thomsi JF-35 и Trochammina oxfordiana JF-36 обстановка в этом районе постепенно менялась в сторону расширения и углубления моря за счет продолжавшейся трансгрессии. Несколько меняется структура комплексов, большой вес в них приобретают *Trochammina, Ammobaculites, Ammodiscus* и *Tolypammina,* они становятся доминирующими таксонами и характеризуются высокой численностью. В первой половине позднего оксфорда, время существования фораминиферовой зоны Recurvoides disputabilis JF37, сообщества фораминифер представлены обильными *Recurvoides,* менее значительна численность *Trochammina, Tolypammina* и *Haplophragmoides.* Известковистые формы единичны и только, по-видимому, в наиболее мористой части изученного района (Тугровское месторождение) они преобладают по количеству видов над агглютинирующими формами. Во второй половине позднего оксфорда - раннем кимеридже, судя по комплексам фораминифер, в зонах Trochammina omskensis, Verneuilinoides graciosus JF38 и Haplophragmoides? canuiformis JF-40, в изученном районе продолжалось развитие и расширение позднеюрского бассейна. В это же время происходит таксономическая и структурная перестройка комплексов, наблюдается устойчивая тенденция к увеличению числа и численности известковистых фораминифер. По всей видимости, наибольшее распространение морской позднеюрский бассейн на изученной территории ШНГР получил в позднекимериджское – ранневолжское время. Здесь в комплексах характеризующих фораминиферовую зону Pseudolamarckina lopsiensis JF41, которая соответствует верхней части нижнего – верхнему кимериджу, отмечается богатство и таксономическое разнообразие. Доминируют *Pseudolamarckina lopsiensis* и многочисленные нодозарииды. Агглютинирующие формы по числу видов и численности существенно уступают известковистым. Состав и структура комплексов позволяет говорить о полноценном морском режиме во время формирования отложений их содержащих. В начале волжского времени таксономическое разнообразие фораминифер постепенно несколько снижается. В комплексах в большом количестве присутствую *Kutsevella*, хотя известковистых видов достаточно много, несколько снижается численность. Однако комплексы, соответствующие зоне Kutsevella haplophragmoides JF44 имеют довольно широкое распространение в изученном районе, их состав и структура позволяют предполагать некоторое обмеление позднеюрского бассейна в ранневолжское время с сохранением достаточно высокой температуры придонных вод.

В целом следует отметить, что развитие келловей – позднеюрского бассейна на территории Шаимского НГР проходило постепенно и только к началу кимериджа достигло своего максимального распространения, о чем свидетельствуют распределение по площади разновозрастных фораминиферовых комплексов, начиная от верхов верхнего бата до ранневолжского времени включительно.

Работа выполнена при поддержке программ РАН 20 и 24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Никитенко Б.Л.* (2009). Стратиграфия, палеогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск. Параллель. 680с.

2. *Решение* 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 (2004). Новосибирск. 148 с.

ПРИДОННАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В РАЙОНЕ ПЛАТО РОКОЛЛ В МИС4-МИС1

Лукашина Н.П.
Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: lukashinanp@mail.ru

BOTTOM CIRCULATION IN THE AREA OF PLATO ROCOLL IN MIS4-MIS1

Lukashina N.P.
The Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Kaliningrad, e:mail:lukashinanp@mail.ru

Североатлантическая меридиональная циркуляция как часть Глобального термогалинного конвейера является важным компонентом климатической системы. От интенсивности меридионального переноса зависят изменения в циркуляции глубинных водных масс. Прямую оценку вентиляции глубинных вод и степень смешивания основных водных масс обеспечивает содержание изотопов углерода в донных осадках.

В настоящей работе свойства глубинных водных масс установлены на основании изучения комплексов бентосных фораминифер. К югу от плато Роколл с глубины 3850 м была поднята колонка АМК 4520 длиной 364 см (Рис.1).

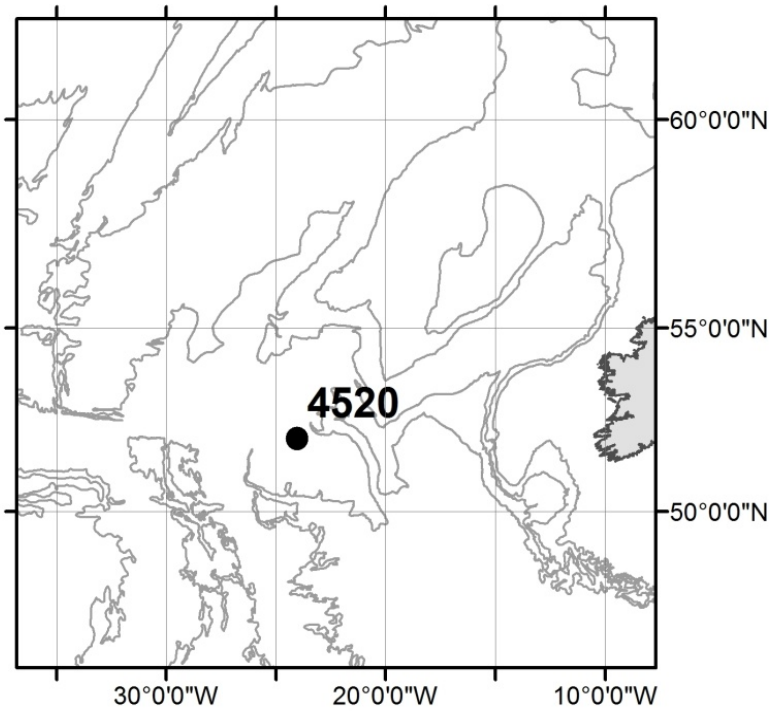


Рис. 1. Расположение изученной колонки.

Колонка взята с высоким разрешением (каждые 2 см), что позволяет детально проанализировать изменения в комплексах планктонных и бентосных фораминифер и на этом основании реконструировать поверхностную и придонную циркуляцию водных масс. Стратиграфия колонки основывалась на распределении по разрезу арктического вида Globigerina pachyderma sin. и на карбонатности осадка, учитывались также данные о количестве терригенного материала айсбергового разноса (ИРД), которые характеризуют непродолжительные потепления последнего ледникового периода (события Хайнриха) [2]. В результате были выделены четыре верхние морские изотопные стадии (МИС 4 - МИС 1) (Рис.2).

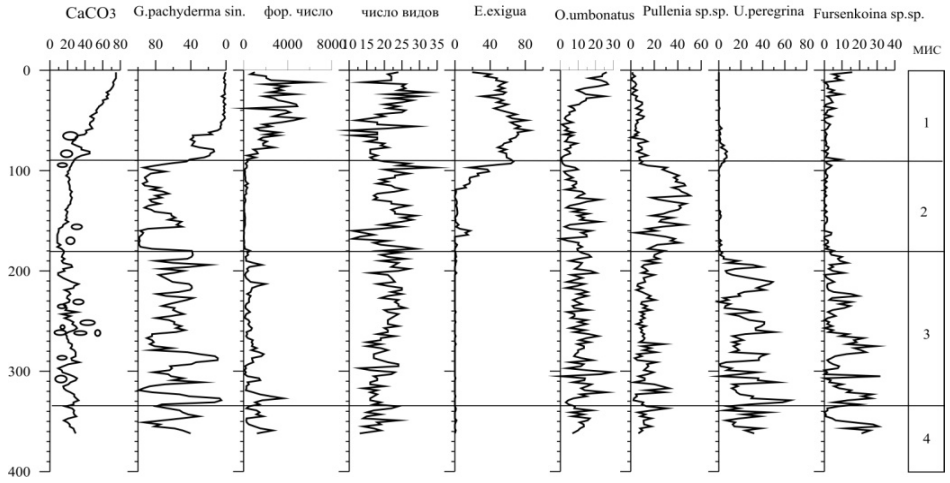


Рис. 2. Стратиграфия колонки АМК-4520 и распределение комплексов бентосных фораминифер.

Вниз по разрезу в колонке четко выделяются четыре комплекса бентосных фораминифер (РИС.2). С конца колонки до 180 см доминируют *Uvigerina peregrina* и *Fursenkoina sp.sp.* (*F.advena, F.exilis* и *F.complanata)*, со 180 до 90 см – *Pullenia sp.sp.* (*P.bulloides* и *P.quinqueloba*) с 90 до 10 см - *Epistominella exigua* и в верхних 10 см – *E. exigua* и *Oridorsalis umbonatus* Границы между комплексами хорошо согласуются с выделенными изотопными стадиями. Комплекс а *E. exigua*/*O. umbonatus* выделен в самой верхней части МИС1; комплекс *E. exigua* соответствует большей части МИС1; комплекс *P. bulloides* - МИС2 и комплекс *U. peregrina*/*Fursenkoina sp.sp.* выделен в МИС3 - верхней части МИС4.

Изменение процентных содержаний *U. peregrina* и *Fursenkoina sp.sp.* в МИС4 – МИС3 происходит очень резко. Первый из них почти исчезает во время стадиалов и достигает почти 40% во время межстадиалов. Значение фурсенкоин, наоборот, в межстадиалы сокращается до единиц и увеличивается почти до 30% во время стадиалов.

Бентосные фораминиферы с удлиненной раковиной *U. peregrina*/*Fursenkoina sp.sp* предпочитают тонкодисперсные грунты с высоким содержанием органического вещества [3, 4] при небольших скоростях глубинных течений и с низким содержанием растворенного в воде кислорода. В последний ледниковый период *U. peregrina* доминировала на большей части Северо-Восточной Атлантики на глубинах от 1200 до 3500 м и трассировала водную массу южного происхождения с низким содержанием кислорода и богатую питательными веществами [1].

P. bulloides в колонке в небольших количествах (около 10%) встречается по всему разрезу, но в МИС 2 его значение увеличивается в среднем до 25 и периодически - до 50%. Снижение его содержания, похоже, связано со стадиалами МИС 2. *P. bulloides* в исследуемом разрезе исчезает во время Терминации I. Примерно в это же время (14 тыс. лет назад) он исчез из котловины Поркьюпайн [6].

В современных осадках Атлантического океана значение *P. bulloides* редко достигает 10%. Вместе с *Melonis pompilioides* и некоторыми другими видами *P. bulloides* способна развиваться в условиях нехватки растворенного кислорода [3]. Во время последнего оледенения *P. bulloides* доминировала в Западно-Европейской котловине на глубинах от 3500 до 4500 м, занятых «старой», давно изолированной от

поверхности донной водой, и характеризовала в Северной Атлантике «застойные» условия [1].

E. exigua впервые появилась в исследуемом разрезе в МИС2, но доминировать стала в конце 2 стадии и в большей части МИС1. В настоящее время *E. exigua* широко распространена в североатлантических котловинах, где ассоциируется с североатлантической донной водой 1].

Комплекс *E. exigua/O. umbonatus* появился в конце МИС 1 и является характерным для настоящего времени и исследуемом районе. *O. umbonatus* доминирует в Лабрадорской котловине и в восточную часть Северной Атлантики проникает вместе с лабрадорской донной водой через фрактурный разлом Гиббс.

Со сменой комплексов в разрезе отчетливо меняется количество раковин бентосных фораминифер в осадке и в меньшей степени – видовое разнообразие. В комплексе *U. peregrina/Fursenkoina sp.sp.* концентрация бентосных фораминифер колеблется от нескольких сотен до 2000 экз./1 г осадка, видовое разнообразие в нижней части зоны составляет меньше 20 видов, а в верхней – около 25. Наиболее низкая концентрация (менее 1000 экз./1 г осадка) характерна для комплекса *P. bulloides*. Число видов здесь сильно варьирует, однако можно заметить, что оно сокращается во время стадиалов до единиц и увеличивается во время межстадиалов до 25-30. Максимальная концентрация бентосных фораминифер - до 6000 экз./1 г осадка, характерна для комплекса *E. exigua.* Однако в нижней части зоны, соответствующей потеплению беллинг-аллереда число видов не превышает 20, а число раковин в осадке – меньше 1000 на 1 г. Постепенное увеличение этих параметров началось в позднем дриасе. В комплексе *E. exigua* и *O. umbonatus* фораминиферовое число сокращается примерно до 1000 экз. /1 г осадка, число видов в среднем 20.

Известно, что количество раковин бентосных фораминифер в осадках зависит поступления органического вещества на дно. Однако в исследуемой колонке концентрация раковин в большой мере связана с разбавлением фораминиферового материала обломочным терригенным материалом. Колонка АМК 4520 была взята в зоне распространения ИРД и за исключением верхних 40 см терригенный материал присутствует по всей длине разреза, иногда составляя 20-25% и даже 30% в поле зрения. В отдельных интервалах встречаются обломки гравийной размерности, достигающие 1,5 мм. Возможно, именно эти интервалы соответствуют событиям Хайнриха. Во всяком случае вполне надежно можно выделить событие Хайнрих 0 в позднем дриасе и Хайнрих 1 почти на границе последнего оледенения и голоцена (около 14,5 тыс. лет назад).

Первоначально считалось, что видовой состав бентосных фораминифер в позднеплейстоценовых осадках зависит от свойств водных масс [1, 5], но более современные исследования связывают его с изменениями продуктивности и с типом органического материала, поступающего на дно [3, 6, 7]. Так, распространение *E. exigua*_и *O. umbonatus* связывается с сезонным и периодическим приносом еды в форме неустойчивого органического материала. *U. peregrina,* наоборот, доминирует в районах с высоким и продолжительным притоком органического материала. *P. bulloides* является эндобентосным видом, живущим в первых сантиметрах грунта, где питается детритом. Существование зависимости видового состава бентосных фораминифер от образа питания покажут дальнейшие исследования.

Итак, бентосные фораминиферы в колонке АМК 4520 чутко реагируют на изменения поверхностной циркуляции в северо-восточной части Атлантического океана. В межстадиале последнего оледенения (МИС3) южнее поднятия Роколл, как и во всей Атлантике находилась водная масса с высоким содержанием питательных веществ и с низким кислородом, пришедшая из Южного океана. Во время последнего

стадиала оледенения (МИС2), как и в соседней Западно-Евпропейской котловине, ее сменила «старая» вода местного происхождения. В конце стадиала полярный фронт стал отступать к северу, начался поверхностный и глубинный водообмен между Северной Атлантикой и Норвежско-Гренландским бассейном, и к югу от плато Роколл появилась североатлантическая донная вода, характерная для большей части голоцена. В холодный период позднего дриаса объем этой воды сокращался. В конце голоцена североатлантическая донная вода стала перемешиваться с лабрадорской донной водой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лукашина Н.П. (1987). Бентосные фораминиферы и их связь с водными массами на порогах Северной Атлантики // Океанология. Т. 27. № 2. С. 273-279.

2. Hemming S.R. (2004). Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint // Rev. Geophys. V. 42. P.RG1005.

3. Kostygov S.A., E. S. Kandiano E.S., H. A. Bauch H.A. (2010). Reconstruction of Deep_Water Conditions in the North Atlantic during MIS 9 Based on Benthic Foraminiferal Assemblages // Oceanology. V. 50. P. 397-407.

4. Martins V., Jouanneau J-M., Weber O., et al. (2006). Tracing the late Holocene evolution of the NW Iberian upwelling system // Marine Micropaleontology. V. 59. P. 35–55.

5. Schnitker D. (1979). The deep waters of the West North Atlantic during the past 240000 years and the re-identification of the western boundary undercurrent // Mar. Micropal. V. 4. № 3. P. 265-280.

6. Smart C. W. (2008). Abyssal NE Atlantic benthic foraminifera during the last 15 kyr: Relation to variations in seasonality of productivity // Marine Micropaleontology . V. 69. P. 193–211.

7. Suna X., Corlissa B.H., Brownb C.W. et al. (2006). The effect of primary productivity and seasonality on the distribution of deep-sea benthic foraminifera in the North Atlantic // Deep-Sea Research I. V. 53. P. 28–47.

РЕВИЗИЯ ВИДА *CRIBROSTOMOIDES INFRACRETACEOUS* (MJATLIUK), 1958

Маринов В.А.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, e-mail marinovva@ipgg.nsc.ru

REVISION SPECIES *CRIBROSTOMOIDES INFRACRETACEOUS* (MJATLIUK), 1958

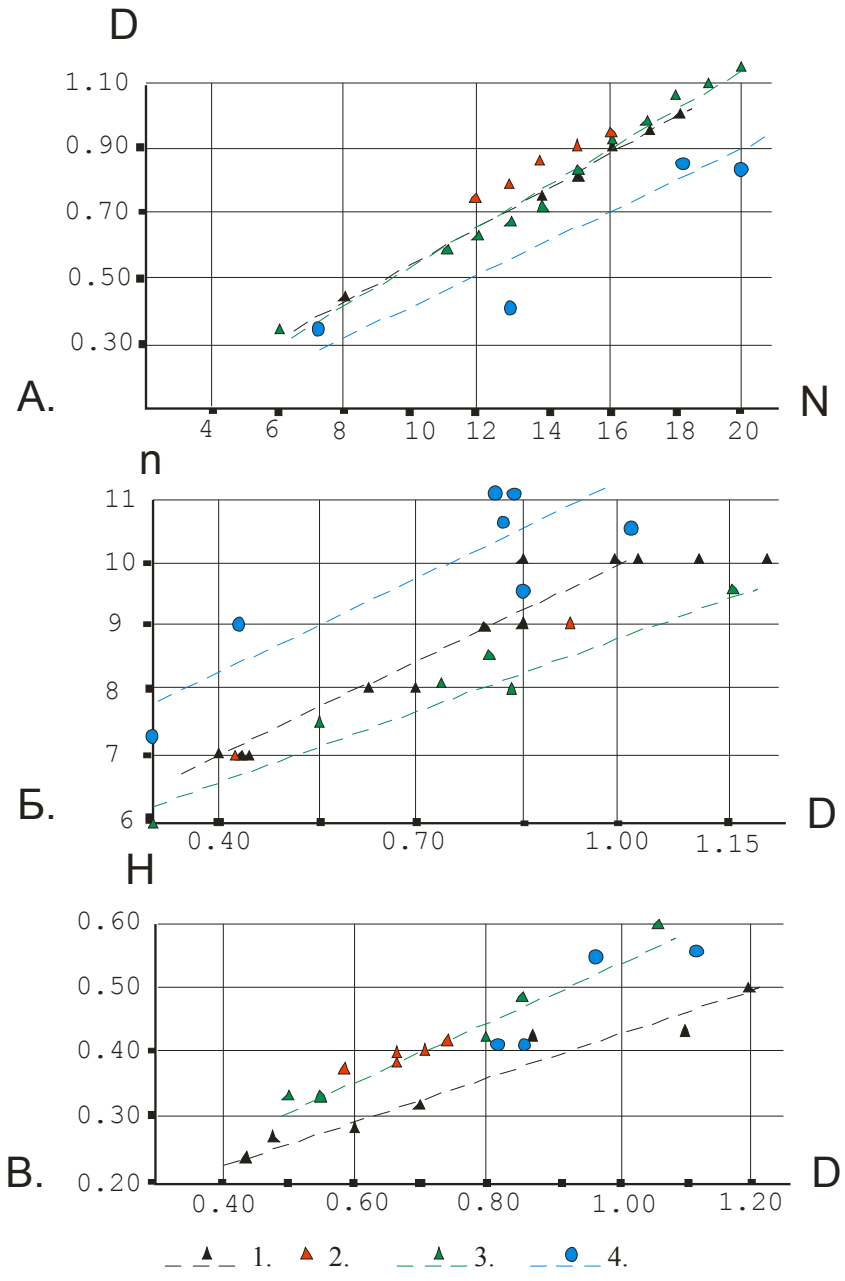
Marinov V.A.
Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS (IPGG SB RAS), Novosibirsk, e-mail marinovva@ipgg.nsc.ru

Вид *Cribrostomoides infracretaceous* был впервые описан из готеривских отложений Поволжья [3]. Вид имеет крупную умеренно уплощенную полуинволютную раковину, в наружном обороте которой 7-11 камер, достаточно высокую устьевую поверхность. Эти признаки позволили отождествить вид *Cribrostomoides infracretaceous* с формами, доминирующими в относительно глубоководных комплексах фораминифер верхней юры и нижнего мела Сибири [1]. В настоящее время ряд специалистов относит к сибирским представителям *Cribrostomoides infracretaceous* только формы из валанжина и раннего готерива, где он является характерным элементом комплекса с *Cribrostomoides infracretaceous* – *Cribrostomoides sinuosus* [2]. Неопределенность объема этого важного для стратиграфии вида не позволяет конкретизировать его диапазон вертикального распространения и, соответственно, положение границ одноименного биостратона. Для уточнения таксономических признаков вида было проведено монографическое изучение коллекции из типотипического местонахождения – разреза Городище (Русская платформа, Ульяновская область). Уточнены морфологические и метрические признаки вида и пределы их изменчивости. Особое внимание уделено закономерностям онтогенетической изменчивости раковин. Проведен сравнительный анализ топотипической коллекции экземпляров *C. infracretaceous* и близких к ним форм из берриаса-готерива Сибири. Были изучены комплексы фораминифер из наиболее представительных разрезов нижнего мела Севера Сибири (п-ов Пакса, р.Тигян-Юрях, р.Анабар, о.Большой Бегичев) и Западной Сибири (более сорока скважин Насельской, Пякутинской, Малопякутинской, Южно-Пякутинской, Нюдеяхской, Верхненадымской, Южно-Инучинской, Сугмутской, Романовской, Умсейской, Суторминской, Ортъягунской, Западно-Самотлорской, Самотлорской, Рубиновой, Тюменской, Эниторской, Коликъеганской, Пермяковской, Хохряковской, Лабазной, Заполярной, Мессояхской, Хальмерпаютинской и Туколандо-Вадинской площадей).

Установлено, что фораминиферы, имеющие умеренно уплощенную раковину, близкие к *C. infracretaceous*, доминируют в Сибири на двух стратиграфических уровнях - в комплексах кровле берриаса - нижней части нижнего валанжина и в нижнем готериве. В комплексах средней и верхней частей нижнего и верхнем валанжине преобладают представители рода *Cribrostomoides*, имеющие слабосжатую с боков или шаровидную раковину (*C. praevolubilis* Marinov, *C. volubilis* (Romanova), *C. romanovae* Bulynnikova).

Сибирские нижневаланжинские представители рода очень близки к топотипическим экземплярам *C. infracretaceous* по темпам увеличения размеров раковин в онтогенезе (рис., график А), но имеют существенно более инволютную раковину. На ранних стадиях онтогенеза все крибростомоидесы имеют инволютную раковину с узкой углубленной пупочной областью. У взрослых раковин поволжских экземпляров *C. infracretaceous* пупочная область широкая, в которой видна часть

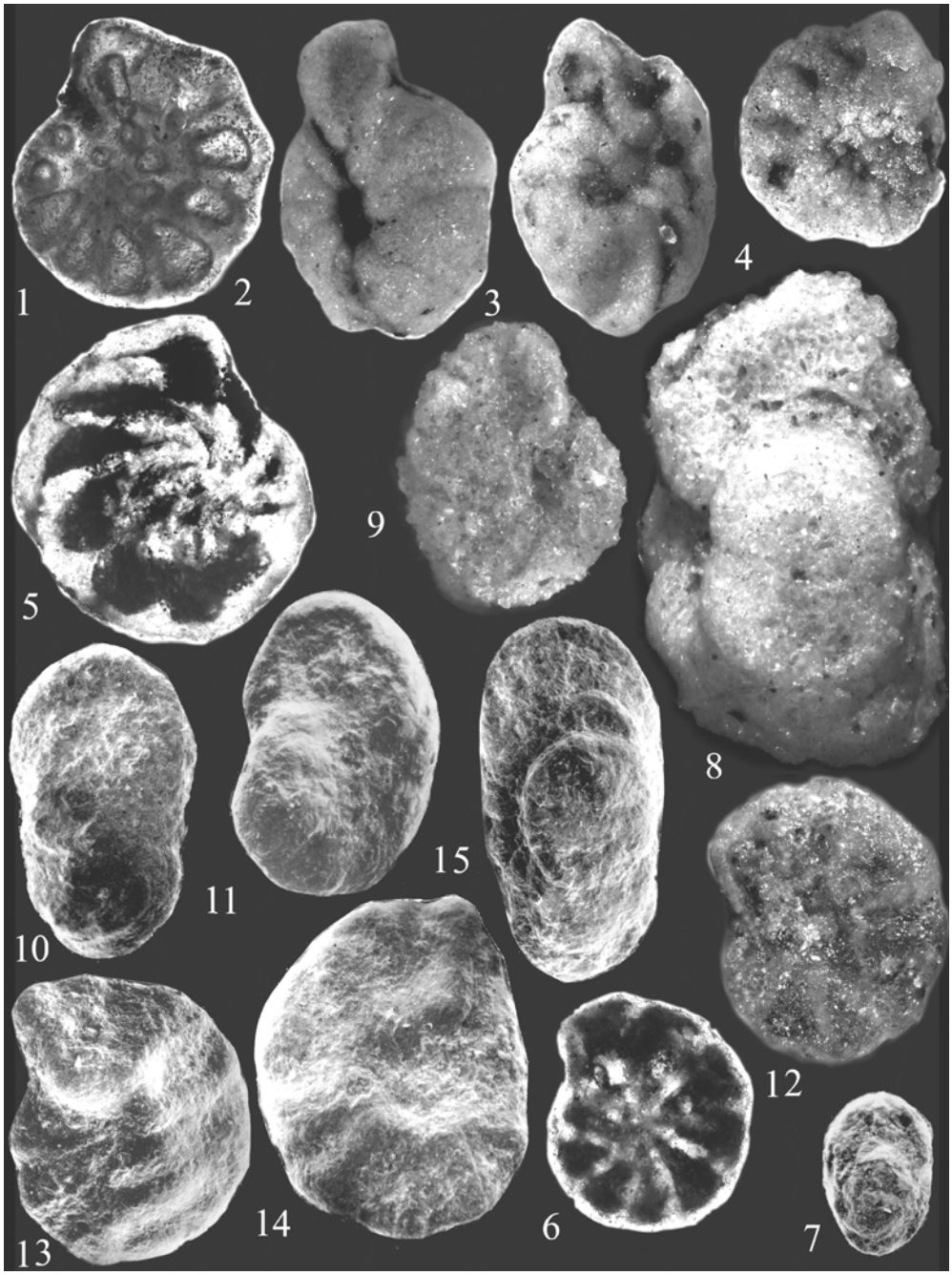
предыдущего оборота (фототабл., фиг. 1-4). У раковин из нижнего валанжина Сибири на всех стадиях онтогенеза пупочное углубление узкое (фототабл., фиг. 5, 6, 9). Виды надежно различаются также темпами изменения ширины устьевой поверхности раковины в онтогенезе (рис, график В). При равных диаметрах раковин у сибирских форм устьевая поверхность значительно шире (фототабл., фиг. 7, 8, 10, 11). На графике Б (см. рис.) показано как в онтогенезе увеличивается количество камер в наружном обороте. У крупных раковин *C. infracretaceous* наружный оборот состоит из 11, реже 10 камер, в первом обороте - 7. У сибирских форм камер обычно 10, реже 9,5, в первом обороте - 6 камер. По всем признакам уплощенные сибирские крибростомоидесы из нижней части валанжина соответствуют виду *Cribrostomoides umbonatus* (Romanova), 1955.



Морфологическое сходство с видом *C. infracretaceous* в нижнем валанжине Сибири имеет вид *Evolutinella sinuosa* (Bulynnikova), с частично эволютной раковиной на поздних стадиях онтогенеза (фототабл., фиг. 13, 14). Виды легко отличаются темпами увеличения размеров раковин в онтогенезе (рис., график А) и количеством камер в наружном обороте при равных размерах раковин (рис., график Б). У раковин размером 0,7-0,8мм наружный оборот *E. sunuosa* состоит из 10-11 камер, *C. infracretaceous* - 8-9, реже 10 камер.

Рисунок. Изменение в онтогенезе метрических признаков у морфологически близ-ких видов Cribrostomoi-des infracretaceous, C. aff. *Infracretaceous, C. umbonatus и Evolutinella sinuosa. А - увеличение полного количества камер в онтогенезе; Б – увеличение количества камер в наружном обороте; В - увели-чение ширины устьевой поверхности.*

Условные обозначения: N - полное количество камер, n - количество камер в наружном обороте, D - диаметр раковины. 1 - *Cribrostomoides infracretaceous*; 2 - *Cribrostomoides* aff. *infracretaceous*; 3 - *Cribrostomoides umbonatus*; 4 - *Evolutinella sinuosa*.



Фототаблица.

В нижнем готериве Сибири в комплексах фораминифер присутствуют многочисленные раковины рода *Cribrostomoides* с широкой пупочной областью, что сближает их с видом *C. infracretaceous* (фототабл., фиг. 12). Другими сходными признаками являются темпы увеличения размеров раковины в онтогенезе и количество камер в наружном обороте (рис., график А, Б). Как и вида *C. infracretaceous*, первый оборот спирали этих форм состоит из 7 камер. Однако устьевая поверхность при

равных размерах раковин (рис., график В) сибирских крибростомоидесов шире, чем поволжских, что сближает их с видом *C. umbonatus*. Предварительно формы из нижнего готерива определены в открытой номенклатуре как *C.* aff. *infracretaceous*. Дальнейшее их изучение покажет, можно ли их рассматривать в объеме видов *C. infracretaceous*, *C. umbonatus* или они являются самостоятельным видом.

Работа выполнена при поддержке программ РАН №21 и 25.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1.Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. (1990). М.: Недра. Т. 2. 359 с.

2. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (г. Новосибирск, 2003 г.). Меловая система. Новосибирск: СНИИГГиМС, в печати.

3. Словарь по геологии нефти. (1958). Мирчинк М.Ф. (ред.) Издание второе. Л.: ГНТИ. 849с.

Фототаблица. Фиг. 1, 5, 6 - снимки сделаны в проходящем свете, 7, 10, 11, 13, 14, 15 – на электронно-сканирующем микроскопе.

Фиг.1- 4 *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatliuk), 1958.

1 – экз. 1074 -751, х50 вид с боковой стороны, Русская платформа, Ульяновская область, д. Городище, нижний готерив, слои со *Speetoniceras versicolor*; 2 - экз. 1074 -752, там же; 3 - экз. 1074 -753, там же; 4 - экз. 1074 -754, там же;

Фиг. 5-11 *Cribrostomoides umbonatus* (Romanova), 1955.

5 - экз. 1074-755, х50, вид с боковой стороны; Западная Сибирь, Сургутский район, скв. Нюдеяхская 300, гл. 2654м, обр.300-1; нижний валанжин, слои с *Neotollia klimovskiensis-N.venusta*, сортымская свита; 6 - экз. 1074-756, х50, вид с боковой стороны; Западная Сибирь, Сургутский район, скв. Колик-Еганская 148, гл. 2090–2095м, обр.148-3; валанжин, ванденская свита; там же; 7 - экз. 1072-405, х56, вид с устьевой стороны; там же; 8 - экз. 1074-757, х50, вид с устьевой стороны; Северная Сибирь, Анабарская губа, обн. 8, сл. 6, обр.12; нижний валанжин, слои с *Neotollia klimovskiensis*, паксинская свита; 9 - экз. 1074-758, х50, вид с боковой стороны; там же; 10 - экз. 1072-411, х52, вид с устьевой стороны; 11 - экз. 1072-402, х60, вид с устьевой стороны; Западная Сибирь, Сургутский район, скв Южно-Пякутинская 17, гл.2737м, обр.17-13; нижний валанжин, слои с *Neotollia klimovskiensis-N.venusta*, сортымская свита.

Фиг. 12 *Cribrostomoides* aff. *infracretaceous* (Mjatliuk), 1958.

Экз. 1074- 759, х50, вид с боковой стороны; Западная Сибирь, Усть-Енисейский район, скв Туколандо-Вадинская 320, гл.3124м, нижний готерив (слои с фораминиферами *Cribrostomoides concavoides*), суходудинская свита.

13-15. *Evolutinella sinuosa* (Bulynnikova), 1973.

13 - экз. 1072/680, вид раковины с боковой стороны, - х58; Западная Сибирь, Сургутский район, скв. Южно-Инучинская 352, интервал 2543-2550м, 0.4м от низа керна, обр.352-6; нижний валанжин, слои с *Neotollia klimovskiensis-N.venusta*, сортымская свита; 14 - экз. 1072/681, вид раковины с боковой стороны, х55;там же; 15 - экз. 1072/679, вид раковины с устьевой стороны; х55; Западная Сибирь, Сургутский район, скв. Южно-Инучинская 352, интервал 2543-2550м, 0.4м от низа керна, обр. 352-6, нижний валанжин, слои с *Neotollia klimovskiensis-N.venusta*, сортымская свита;

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ГРУЗИИ

Микадзе Х.Э.
Национальный музей Грузии, Институт палеобиологии, e-mail: xatmi@mail.ru

RANGE OF UPPER CRETACEOUS PLANKTONIC FORAMINIFERS IN GEORGIA

Mikadze H. A.
National Museum of Georgia, Paleobiology Institute, e-mail: xatmi@mail.ru

Верхний мел Грузии служил предметом изучения для нескольких поколений исследователей, заложивших основы стратиграфического расчленения сложного комплекса осадочных толщ Кавказа. В этом сегменте Альпийского складчатого пояса выделяются несколько геотектонических единиц, из которых в данной работе были исследованы разрезы Гагрско-Джавской и Местиа-Тианетской тектонических зон [3]. С целью детального изучения распространения позднемеловых планктонных фораминифер были исследованы многочисленные, более полные разрезы: Чанисцкали, Хобисцкали, Техури, Цхенисцкали, Алеура, Саканапе, Аркала, Диди Джахва, Патара Джахва, Садзагури, Коринта, Ананури, Мугуда, Авениси, Павлеури.

Комплекс с Rotalipora appenninica характеризуется присутствием зонального вида, а также *Hedbergella planispira* (Tappan), *H. delrionensis* (Carsey), *H. rischi* Moullade, *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz.), *R. brotzeni* (Siga.), *R. cushmani* (Morrow), *Globigerinelloides carseyi* (Bolli, Loeblich & Tappan), *Globigerinelloides bolli* Pessagno, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg). Перечисленные виды встречаются вместе с нижнесеноманским зональным комплексом аммонитовой зоны Aucellina krasnopolskii-Manteliceras mantelli, который близок составу зоны Hedbergella planispira в Польше [6] и зоне Rotalipora brotzeni-Rotalipora reichel нижнего сеномана Западной Европы [8].

Комплекс Rotalipora cushmani представлен: *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. greenhornensis* (Morrow), *Praeglobotruncana gibba* Klaus, *Hedbergella delrionensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Guembelitria cenomana* (Keller), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow). Он отвечает одноименной зоне *Rotalipora cushmani*, выделяемой в составе средне- и верхнесеноманских отложений Юга Росии, Западной Европы, Польши и многих других регионов мира [5, 6, 8]. Таким образом комплекс датирован поздним сеноманом.

Комплекс Whiteinella archaeocretace представлен немногочисленными формами: *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *Hedbergella delrionensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Guembelitria cenomana* (Keller), *Heterohelix sp.,* в единичных экземплярах: *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan). Он близок комплексу зоны, выделяемой в пределах Средиземноморской и Европейской палеобиогеографических областей [8], в составе пограничных сеноман-туронских отложений. Все они датируются поздним сеноманом-ранним туроном.

Комплекс с Dicarinella hagni характеризуется содержанием вида-индекса, а также многочисленных *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova, *Pr. gibba* Klaus, появляется *Praeglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *Whiteinella baltica* Douglas et Rankin, *W. aprica* (Loeblich et Tappan), *Dicarinella imbricata* (Mornod), *D. hagni* (Scheibnerova); кроме того встречены: *Heterohelix moremani* (Cushman), *H. reussi* (Cushman), *Hedbergella delrionensis* (Carsey), *H. planispira* (Tappan). Помимо перечисленных видов встречаются также *Dicarinella imbricata* (Mornod), *Hedbergella holzli* (Hagn et Zeil) и первые представители рода Marginotruncana, имеющие более широкое вертикальное распространение. Стратиграфически этот комплекс соответствует макрофаунистической зоне Inoceramus labiatus [2] нижнего турона.

Комплекс с Marginotruncana lapparenti-Marginotruncana pseudolinneiana характеризуется массовым появлением видов-индексов, появляются *Marginotruncana angusticarinata* (Gand.), *Whiteinella brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli). Впервые появляются *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), исчезают *Praeglobotruncana praehelvetica* (Trujillo). Комплекс содержит формы, имеющие более широкий диапазон вертикального распространения. Этот комплекс встречается вместе с моллюсками зоны Inoceramus lamarcki [2], соответствующей позднему турону межрегиональной схемы.

Комплекс с Marginotruncana coronata довольно близок по своему составу к предыдущему, но отличается появлением вида-индекса. Характерно, что в составе комплекса явным преобладанием пользуются раковины крупных уплощенных *Marginotruncana*, поэтому Ж. Сигаль [11] выделил на этом стратиграфическом уровне зону «крупных розалин» или “Grands Rosalines”. В нем имеются многочисленные виды, характерные для предыдущего комплекса, среди которых ведущее место занимают *Marginotruncana pseudolinneiana* (Pessagno) и *M. marginata* (Reuss). Появление зонального вида-индекса совпадает с первыми находками в разрезах крупных раковин *Inoceramus wandereri*, характерного нижнего подъяруса коньяка.

Комплекс с Marginotruncana sigali-Marginotruncana renzi характеризуется появлением первого и массовым развитием второго вида. Кроме указанных форм, следует отметить присутствие: *Marginotruncana sinuosa* (Porthault), *M. tarfayaensis* (Lehmann), *M. angusticarinata* (Gandolfi), *Archaeoglobigerina cretacea* (d`Orbigni), *Dicarinella canaliculata* (Reuss), *D. imbricata* (Mornod). В этом комплексе возрастает роль видов, появившихся в предыдушем комплексе. Стратиграфическое распространение комплекса отвечает зоне *Inoceramus involutus* верхнего коньяка [2].

Комплекс с Dicarinella concavata характеризуется появлением вида-индекса. Продолжают присутствовать все виды рода *Marginotruncana*. Этим комплексом ограничивается распространение *Marginotruncana renzi* (Gand.), *M. schneegansi* Sigal, *M. tarfayaensis* (Lehmann) и *Hedbergella hoelzli* (Hagn et Zeil). Встречены: *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *A. cretacea* (d`Orbigni), *Whiteinella inornata* (Bolli), *Hedbergella flandrini* Porthault, также распространены единичные *Dicarinella primitiva (Dalbiez)*. Для этого комплекса характерно присутствие в большом количестве спирально-винтовых *Heterohelix reussi* (Cushman) и *H. globulosa* (Ehrenberg), появившихся еще в предыдущих комплексах. Выше в данном комплексе была впервые зафиксирована *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno. Граница между коньяком и сантоном совпадает с появлением умбиликально-выпуклых представителей типа Dicarinella concavata. Ограниченное вертикальное и широкое географическое распространение этого вида определяет его высокое стратиграфическое значение. Однако существует некоторое расхождение в понимании времени его первого появления; одни исследователи совмещают его с терминальными отложениями верхнего коньяка [2, 9, 10], другие совмещают его с границей между ярусами (зона Globotruncana concovata) [1, 5]. Существующие расхождения связаны с трудностями разделения морфологически очень похожих видов рода *Dicarinella primitiva-concavata*. По своему стратиграфическому положению распространение рассматриваемого комплекса отвечает терминальной части зоны Inoceramus involutus (верхний коньяк), всему объему зоны Inoceramus undulatoplicatus, I. cordiformis (нижний сантон) и нижней части зоны Belemnitella praecursor – нижней части верхнего сантона по межрегиональной схеме расчленения [2].

Комплекс с Contusotruncana fornicata выделяется по появлению в ней первых представителей вида-индекса, а также *Contusotruncana arcaformis* Maslakova, *C. plummerae* (Gandolfi), *Globotruncana bulloides* Martin, *Gl. linneiana* (d`Orbigny). В составе

этого комплекса также впервые появляются *Dicarinella asymetrica* (Sigal), *Globotruncana bulloides* Vogler. Продолжают встречаться *Archaeoglobigerina cretacea* (Orb.), *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno*, M. marginata* (Reuss), *M. undulata* (Lehmann) *и M. sinuosa* Porthault. Среди видов со спирально-винтовой раковиной можно отметить появление *Heterohelix striata* (Ehrenberg) и *H. planata* (Cushman). По систематическому составу эта ассоциация наиболее близка комплексу Contusotruncana fornicata, выделяемому в составе верхнесантонских отложений Крымско-Кавказской области [5], в Польше [6] и Северной Америке [7]. Аналогичный зональный комплекс выделяется в составе верхнесантонских отложений Последние два комплекса: Dicarinella concovata и Contisotruncana fornicata по своему морфологическому составу соответствуют одноименной зоне Dicarinella concavata, выделенной в Аджара-Триалети [1]. Вертикальное распространение комплекса ограничено пределами зоны Belemnitella praecursor (за исключением самой нижней ее части), что соответствует верхнему сантону по межрегиональной схеме [2].

Комплекс с Globotruncana arca характеризуется резким изменением его видового состава: *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Gl. elevata* (Brotz), *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *H. holmdelensis* Olsson*, Globigerinelloides volutus* (White), *Pseudogumbelina costulata* (Cushman). Отличительной особенностью этого комплекса является как бы замена рода *Marginotruncana* новыми, более «молодыми» родами *Globotruncana* и *Globotruncanita*. В этом же комплексе, как бы, «доживают» последние дни представители рода Dicarinella. Род *Globotruncana* быстро достигает большого разнообразия, здесь можно отметить *Globotruncana linneiana* (Orb.), *G. bulloides* Vogler*, G. ventricosiformis* Masl. и *G. mariei* Banner et Blow. По-прежнему продолжается существование представителей рода *Contusotruncana*. Достаточно многочисленны формы рода *Heterohelix – H. reussi* (Cushman), *H. striata* (Ehrenberg) и *H. moremanni* (Cushman), среди которых появляются первые формы с намеком на многорядность, это- *Heterohelix ventrilabrelliformis* (Van der Sluis). Рассматриваемый комплекс по своему стратиграфическому положению, отвечает зоне Micraster shroederi и низам зоны Belemnitella mucronata, т.е. соответствует большей части нижнего кампана [4].

Комплекс с Globotruncana ventricosa-Rugoglobigerina rugosa, здесь появляются: *Globotruncana atlantica* (Caron), *G. aegyptica* Nakkadi*, G. rosetta* (Carsey), *G. rugosa* (Mariei), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanita elevata* (Brotzen), *Heterohelix pulchra* (Brotzen) и *Contusotruncana plummerae* (Gandolfi). По своему систематическому составу эта ассоциация наиболее близка комплексу одноименной зоны, выделяемой в Аджара-Триалети [1], с Парижским бассейном [9], сходна с комплексами Крымско-Кавказской области [5].

Комплекс с Globotruncana morozovae хорошо фиксируется массовым присутствием вида-индекса, а также - появлением *Globotruncana majzoni Sacal* et Debourle и первых представителей рода *Rugoglobigerina*. По своему положению эти комплексы находятся на уровне верхнего кампана, охватывая верхнюю часть зоны Belemnitella mucronata и зону Belemnitella langei межрегиональной схемы [2].

Комплекс с Globotruncanita stuarti определяется появлением вида-индекса, а также *Contusotruncana contusa* (Cushman). Кроме этого продолжают существовать *Globotruncana arca* (Cushman), *G. linneiana* (Orb.), *G. majzoni* Sacal et Debourle*, G. mariei* Banner et Blow, *G. ventricosiformis* Maslakova*, Globotruncanita stuartiformis* (Dalb.), *Rugoglobigerina rugosa* (Plum.) и многочисленные представители рода *Heterohelix*.

Комплекс с Gansserina gansseri, где присутствуют отдельные представители: *Rugoglobigerina macrocephala* Bronn*., R. hexacamerata* Bronn*., R. pennyi* Bronn. Аналогичные комплексы обычно выделяются в средней части маастрихтских отложений Америки [7], Мексики [11], Парижского бассейна [9].

Комплекс с Abathomphalus mayaroensis представлен: *Abathomphalus intermedius* (Bolli), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncana gagnebini* Tilev*, botruncanita conica* (White), *Chiloguembelina praecursor* Kazimiez и *Guembelitria cretacea* (Cushman). Данный комплекс по своему стратиграфическому положению соответствуют верхнему маастрихту зоны Pachydiscus gollevillensis [2]. Верхняя граница распространения комплекса достаточно хорошо проводится по резкому изчезновению всех представителей глоботрунканид. Это очевидно было связано с резким изменением палеогеографических условий в глобальном масштабе, что в свою очередь связано с активностью вулканических процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахвледиани Д.Г., Вапцарова Я.* (1978). Верхнемеловые фораминиферы зоны Грузии и их корреляция с одновозрастными зонами Болгарии. Georgica Balcanica, 8.4. Sofia. Decemb. p. 3-16.

2. Гамбашидзе Р.А. (1979). Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. Тбилиси : Изд-во «Мецниереба». 226с.

3. Гамкрелидзе И.П. (2000). Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 204-208.

4. Копаевич Л.Ф. (2008). Биотические события в развитии глоботрунканид (позднемеловые планктонные фораминиферы) как инструмент детализации стратиграфических построений // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10-11. Т. 49. Новосибирск. С. 227-232.

5. *Маслакова Н.И.* (1978). Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука. 168с.

6. Peryt D. (1980). Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the middle Vistula River Valley, Poland. Palaeontologia Polonica. No. 41. P. 3-101.

7. Pessagno A. (1967). Upper cretaceous planctonic foraminifera from the Western gulf coastal plain (Paleontolographica Americana)// Paleontological Research Institution Ithaca, New York, USA. July, 28. 450 p.

8. *Robaszinski F., Caron M., Dupuis Ch.* et al. (1990). A tentative integrated stratigraphy in the turonian of centrral Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the kalaat senan area. Soc Nat Elf Aquitaine.

9. Robaszinski F., Caron M., Gonzales-D. J.M., et al. (1984). Atlas of Late Cretaceous globotruncanidis (editors and European Working-Group on Planctonik Foraminifera). Rev. Micropaleont., 26, 3-4. P. 145-305.

10. *Robaszynski F., Caron M.* (1979). Atlas de foraminiferes planctiniques du cretace moyen mer boreale et Tethys. Cah. Micropaleont., 1-2, 1-185. P. 1-181.

11. Sigal J. (1977). Essai de zonation du cretace mediterraneen a I'aide des Foraminiferes planctoniques. Geol. Mediterraneenne. Marseille. V. IV. P. 99-108.

О СИСТЕМАТИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ НЕКОТОРЫХ ОДНОРЯДНЫХ РАКОВИН ФОРАМИНИФЕР ИЗ СОСТАВА ПРЕЖНИХ ROTALIINA (ПО МАТЕРИАЛАМ СОВЕТСКИХ АНТАРКТИЧЕСКИХ ЭКСПЕДИЦИЙ)

Михалевич В.И.
Зоологический институт (ЗИН РАН), С. Петербург, e-mail: mikha07@mail.ru

ON THE SYSTEMATIC POSITION OF SOME UNISERIAL FORAMINIFERAL SHELLS OF THE FORMER ROTALIINA (FROM THE MATERIALS OF THE SOVIET ANTARCTIC EXPEDITIONS)

Mikhalevich V.I.
Zoological Institute RAS (ZIN RAS), St. Petersburg, e-mail: mikha07@mail.ru

Основными таксономическими признаками крупных таксонов фораминифер служат строение раковинки и ее стенки. При этом в классификациях последнего века, особенно в самой полной и наиболее часто используемой классификации Лёблика и Таппан [6]преимущественное значение придавалось составу и ультраструктуре строения стенки раковин. В предложенной позже классификации [1, 2, 3] ведущим признаком признается морфология раковины, план ее строения, определяющий принадлежность к одному из классов типа фораминифер, а состав и ультраструктура известковой секреционной стенки рассматриваются как важный, но соподчиненный признак, характеризующий подклассы (Miliolana, Spirillinana, Nodosariana, Rotaliana).

Прежниий подотряд Rotaliina Delage et Herouard, 1896 [6] рассматривается в новой классификации в качестве подкласса Rotaliana Mikhalevich, 1980 [1, 2, 3]. Его состав в значительной степени оказался гетерогенным [3]. Основными диагностическими морфологическими признаками этого подкласса считаются строение раковины и тип навивания камер (трохоидный или плоскоспиральный, либо производный от них), строение и положение устья (базальное, в основании септальной поверхности последней камеры, обычно щелевидное или аркообразное, реже петлевидное, часто с внутренними структурами в виде усложненных зубных пластинок, иногда образующих интегрированную устьевую структуру), наличие у наиболее эволюционно продвинутых представителей системы каналов. Строение известковой секреционной стенки раковин также уникально для этого подкласса: образующие ее радиально идущие кристаллы расположены по обе стороны срединной органической мембраны, таким образом, стенка становится бифонтинальной (биламеллярной) [3]. У остальных подклассов с секреционной известковой стенкой стенка раковин монофонтинальная, срединная органическая мембрана отсутствует. В нескольких отрядах Роталиан раковины, имеющие изначально трохоидный или плоскоспиральный отдел, в дальнейшем развитии образовали вытянутый одноосный отдел, который может быть трехрядным, двурядным или однорядным. В последнем случае раковины приобретают конвергентной сходство с раковинами подкласса Nodosariana, но, в отличие от последних, сохраняют в начальной части слабо развитий спиральный отдел, по крайней мере, у одной из генераций.

В состав прежних Rotaliina [6] были также включены формы целиком однорядные – *Stilostomella* Guppy, 1894 и ряд близких по строению родов (*Strictocostella, Nodogenerina, Orthomorphina, Siphonodosaria*), объединенных в семейство Stilostomellidae Finlay, 1947, надсемейства Stilostomellacea), а также и группа родов, близких по строению к *Pleurostomella* Reuss, 1860: раковины с однорядным поздним отделом и неправильно свободно-двурядные (с чередующимися камерами) в начальном отделе, объединенные в семейство Pleurostomellidae Reuss, 1860 надсемейства Pleurostomellacea. В семейство Pleurostomellidae входили также два рода подсемейства Wheelerellinae Petters, 1954, отличающиеся от плевростомеллид лишь наличием

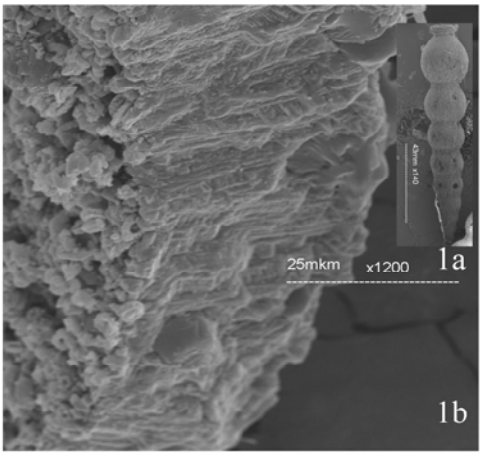
трехрядного отдела в начальной части раковины, но сходные с ними по строению конечного отдела и своеобразного устья. В более ранней классификации тех же авторов [5] род *Stilostomella* включался в семейство Eouvigerinidae Cushman, 1927 надсемейства Buliminacea Jones, 1875, а род *Pleurostomella* – в семейство Pleurostomellidae надсемейства Cassidulinacea d'Orbigny, 1839. Во всех этих случаях, при включении названных форм в Rotaliina, делалось вынужденное допущение, что их начальный плоскоспирально- или трохоидно-свернутый отдел был утрачен в процессе эволюции. Ультраструктура стенки ни у одного из них не была исследована, хотя в диагнозе Pleurostomellacea указывалась «ламеллярная» стенка и само помещение их в Rotaliina предполагало наличие биламеллярной стенки. Таким образом, строение стенки большинства роталиан экстраполировалось и на стилостомеллид и плевростомеллид, а многократные изменения их положения в системе фораминифер и противоречивые диагнозы указывали на неясность их таксономического положения.

Внешне и те, и другие больше похожи на однорядных представителей подкласса Nodosariana, раковины которого имеют сходное строение (с обилием однорядных форм), иное, чем у роталиан строение устья и монофонтинальную стенку раковины.

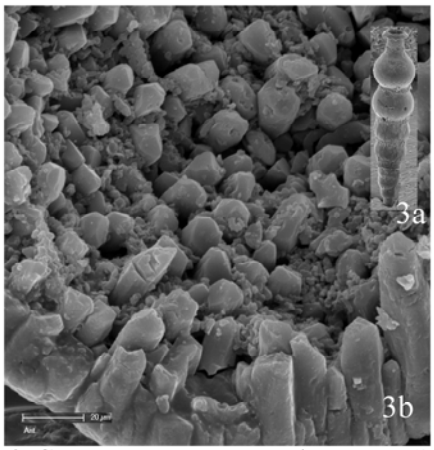
Всё вышесказанное стало основанием для более детального изучения представителей стилостомеллид и плевростомеллид. В нашем распоряжении оказались раковинки рода *Strictocostella* Patterson, 1987 (рис.1 - 4), близкого к *Stilostomella* настолько, что разграничение их вызывает большие трудности. По существу, разграничение их стало возможным только после детального изучения структур их устья в сканирующем электронном микроскопе группой ученых из Австралии [4], любезно предоставивших свой неопубликованный материал. Материалом данной работы послужили пробы экспедиций САЭ (1956 – 1976) на судне «Обь» из коллекций Зоологического института, дополненные материалом ("Витязь", 22 рейс,1955, ст. 3513, глубина 2368 – 2668 м)) из коллекций Института Океанологии РАН, любезно предоставленных Х. М. Саидовой.

При исследовании стенки раковин *Strictocostella matanzana* (Palmer et Bermudez), 1936 и *Strictocostella matanzana perytae* Mikhalevich, 2012 в сканирующем электронном микроскопе оказалось, что срединная органическая мембрана в их стенке отсутствует, стенка сложена довольно крупными радиально расположенными кристаллами, размер и форма которых имеют некоторые различия у обеих изученных форм (рис.1, 3). Концы этих радиально идущих кристаллов выступают на внешней и внутренней поверхности раковин (Рис. 1 - 4). Между ними отчетливо видны отверстия псевдопор (Рис. 1- 4). Идущие вдоль радиальных кристаллов канальцы псевдопор (Рис.1, 3), в отличие от роталиан, не перегорожены дополнительной ситовидной пластинкой. Полученные данные показывают сходство стенки изученных форм с монофонтинальной (моноламеллярной) стенкой типичных нодозариан.

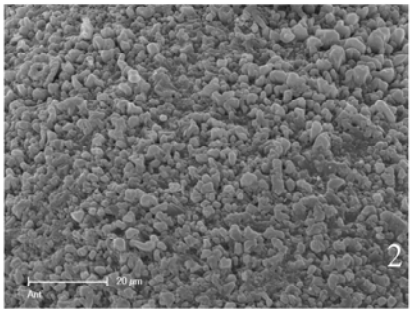
Строение устья *Pleurostomella subnodosa* Reuss, 1860 из приантарктических вод ("Обь», IV рейс, ст. 325, глубина 2825 м) сходно со строением устья некоторых фиссурин и парафиссурин (отряд Lagenida, подкласс Nodosariana). Такое конечное устье в виде нависающего колпачка (Рис. 5 - 8) характерно для многих представителей нодозариан (например, у родов *Bandyella*, *Ellipsoglandulina* - рис. 6, 7) и не встречается у роталиан. Наличие у *Pleurostomella subnodosa* и у большинства близких родов энтосолениевой трубки (или интегрирующей системы таких трубок) также характерно для нодозариан. Их энтозолениевые трубки не гомологичны внутренним пластинкам, желобкам и трубкам некоторых булиминид (Rotaliana), хотя в некоторых случаях и могут иметь с ними конвергентное сходство. Интегрированная система внутренних трубок *Pleurostomella,* идущих под небольшим углом друг к другу (рис. 5),



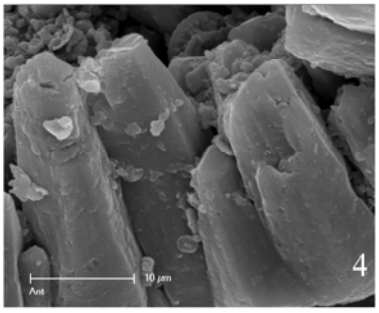
1.Strictocostella matanzana (a - внешний вид, b - поперечный разлом стенки)



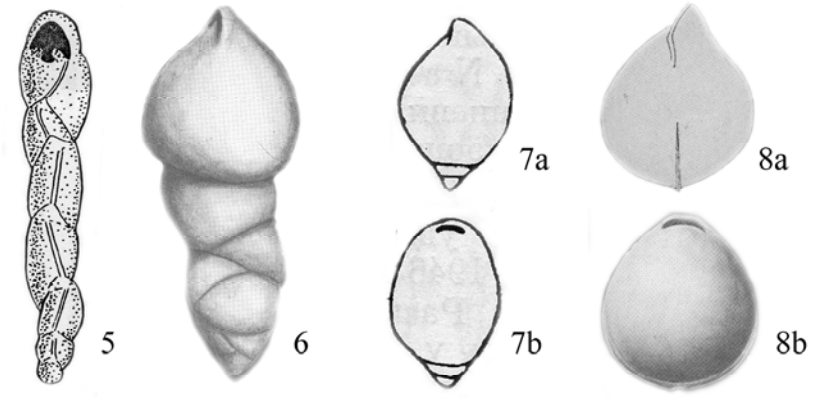
3. S. matanzana perytae(a - внений вид, b - поперечный разлом стенки).



2. Strictocostella matanzana - внешняя поверхность стенки.



4. S. matanzana perytae - поперечный разлом стенки (увел).



5 - Pleurostomella subnodosa, 6 - Bandyella greatvalliensis, 7 - Ellipsoglandulina velascoensis, 8 - Parafissurina ventricosa (7 и 8: a - вид сбоку, b - вид со стороны устья).

по-видимому, отражает двурядный характер расположения камер их предковых форм (двурядное расположение камер известно у многих нодозариан). Бифонтинальный

характер стенки не был доказан для этих форм, но некоторые детали строения их стенки и характер пор [6] сходны с таковыми нодозариан.

Всё вышесказанное заставляет перенести рассмотренные выше роды в подкласс Nodosariana, поместив *Strictocostella* и группу близких родов в семейство Stilostomellidae Finlay, 1947, отряда Stilostomellida Saidova, 1981, восстановив подотряд Саидовой Stilostomellina и повысив его ранг, а *Pleurostomella* вместе с группой близких родов - в подотряд Pleurostomellina Mikhalevich, 1980.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Михалевич В.И.* (1980). Систематика и эволюция фораминифер в свете новых данных по их цитологии и ультраструктуре// В: Крылов М.В., Старобогатов Я.И. (ред).Принципы построения макросистемы одноклеточных животных. Тр. Зоол.ин-та АН СССР. Л. Наука. Т. 94. С. 42 - 61.

2. *Михалевич В.И*. 1992. Макросистема фораминифер. Автореф. дис. … докт. биол. наук. С.-Пб. Зоол. ин-т РАН. 43 с.

3. *Михалевич В.И.* (2000). “Основы зоологии” Protista. под ред. А.Ф. Алимова. Раздел “Фораминиферы”. Изд- во “Наука”. С. 525 – 637, 27 табл., англ. резюме 20 с.

4. *Hayward B., Kawagata S., Sabaa A.T.* et al. (In press). The last global extinction (Mid-Pleistocene) of deep-sea Foraminifera and the taxonomy and Late Cretaceous history of the extinction group (Chrysalogoniidae, Ellipsoidinidae, Glandulonodosariidae, Plectofrondicularіidae, Pleurostomellidae, Stilostomellidae, some Nodosariidae). Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication.

5. *Loeblich A.R., Jr.,Tappan H*. (1964). Treatise on Invertabrate Paleontology. Pt. C. Protista. 2. Sarcodina, chiefly “Thecamoebians” and Foraminiferida, ed. R.C. Moore. Lawrence: Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press. V. 1, 2. 900 p.

6. *Loeblich A.R., Jr.,Tappan H*. (1987). Foraminiferal genera and their claassification. Los Angeles. Van Nostraand Comp. New York. V. 1, 2. 970 p.

ФОРАМИНИФЕРЫ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ (БИОФАЦИИ, СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ) В КОНЦЕ ПЛИНСБАХА – ТОАРЕ НА СЕВЕРЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ (БАССЕЙН Р. ОЛЕНЕК)

Никитенко Б.Л. [1], Глинских Л.А. [1], Девятов В.П. [2], Фурсенко Е.А.[1]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru

[2]ФГУП “СНИИГГиМС”, Новосибирск

LATE PLINSBACHIAN – TOARCIAN FORAMINIFERS AND FACIES (BIOFACIES, SEDIMENTATION AND GEOCHEMISTRY) IN THE NORTH OF MIDDLE SIBERIA (OLENEK RIVER BASIN)

Nikitenko B.L.[1], Glinskikh L.A.[1], Devyatov V.P.[2], Fursenko E.A.[1]

[1]Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru

[2]FSUE “SNIIGGiMS”, Novosibirsk

Одним из самых ярких биотических событий в мезозое является раннетоарский кризис и массовое вымирание морской биоты и наземных экосистем. Массовое вымирание, обычно, увязывается с резким снижением кислорода в морской воде, образованием и широким развитием стагнационных обстановок, приведшим к формированию высокоуглеродистых глин. Тоарское аноксидное океаническое событие (T-OAE) представляет собой один из самых ярких примеров парникового потепления, снижения содержания кислорода в морской воде и массового вымирания многих групп организмов.

Основной моделью для объяснения подобных масштабных изменений является возможное глобальное растворение метана или газов-гидратов, и климатические изменения, что отразилось в синхронном негативном экскурсе изотопа углерода (^{13}C) в породе разрезов тоара разных зон. Триггером для начала глобальных перемен послужило формирование в конце плинсбаха крупной трапповой провинции Кару-Феррар (Karoo-Ferrar). На начальном этапе массовые извержения должны привести к краткосрочному похолоданию, что подтверждается находками глендонитов в конце плинсбаха на севере Сибири, изменениями в таксономическом составе наземных палиноморф и морских микробиот. Кумулятивный эффект последовательных крупных извержений может привести к существенным климатическим перестройкам. Так же высказывалось предположение, что потепление в начале тоара, вызванное вулканическим CO_2, могло быть причиной для высвобождения значительного количества газа-гидрата [3], что привело уже к крупномасштабным климатическим изменениям.

Разрезы верхов плинсбаха и тоара, вскрытые в бассейне р. Келимяр (рис.) (север Средней Сибири, бассейн нижнего течения р.Оленек), являются эталонным объектом для седиментологических, фациальных и геохимических реконструкций.

Нижняя (верхнеплинсбахская) часть разреза сложена серыми алевритистыми глинами кыринской свиты (рис.). Встречаются редкая хорошо окатанная галька и валуны с налипшими *Harpax*. Вышележащие толщи тоара (келимярская свита, курунгская подсвита) залегают или очень резко, с размывом, или переход в основании на границе плинсбах\тоар постепенный. Нижнетоарские толщи сложены в одних выходах - темно-зеленовато-серыми, желтовато-серыми, до черных листоватыми глинами, с линзами и прослоями сапропелитов, с желваками и небольшими фосфатными

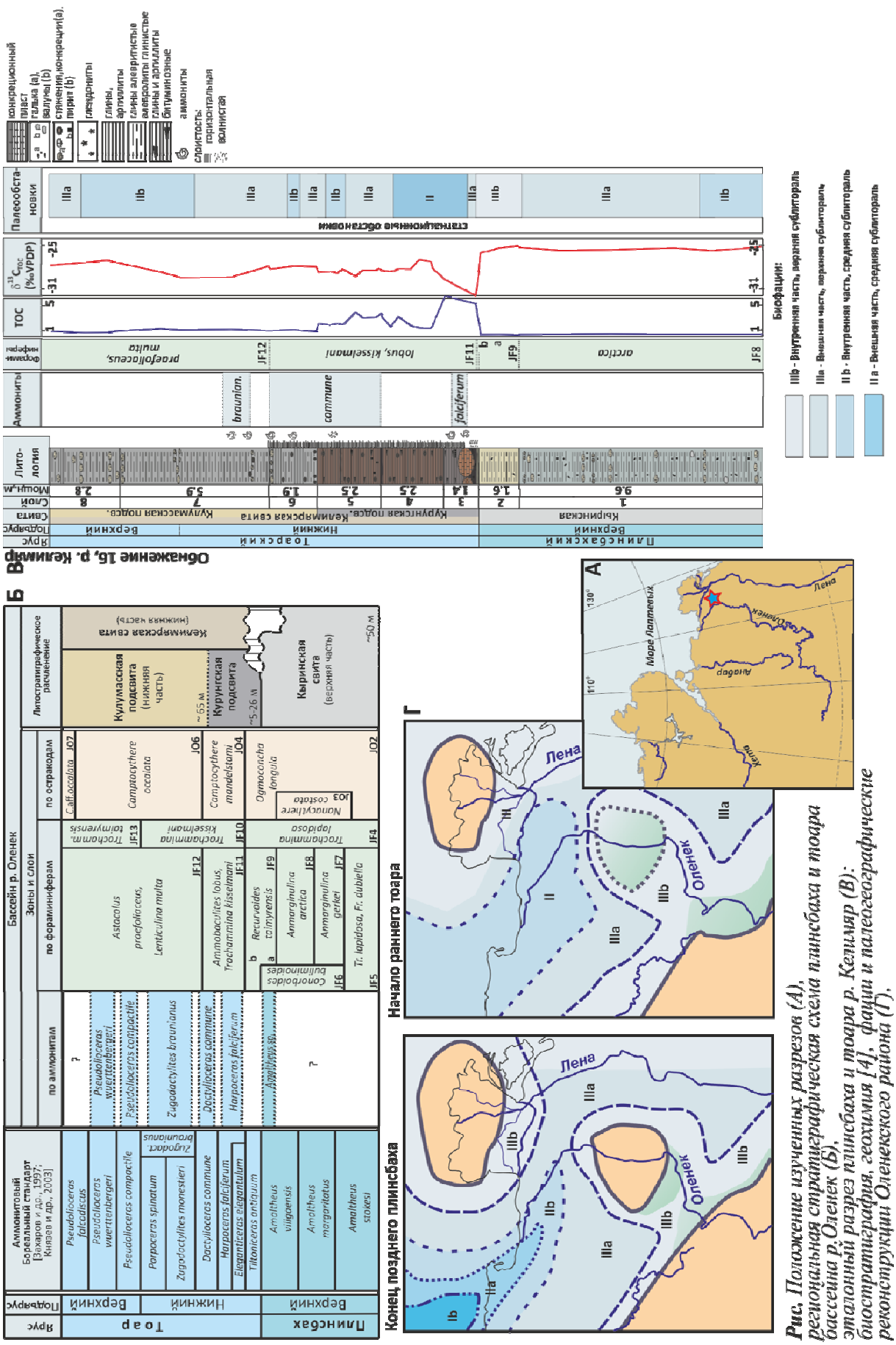


***Рис.** Положение изученных разрезов (А), региональная стратиграфическая схема плинсбаха и тоара бассейна р.Оленек (Б), эталонный разрез плинсбаха и тоара р. Кемпир (В): биостратиграфия, геохимия [4], фации и палеогеографические реконструкции Оленекского района (Г).*

стяжениями. В основании обычно залегает прослой черных волнистослоистых, листоватых сапропелевых глин, мощностью до 20-30 см. Характерны крупные карбонатные конкреции, бурые с поверхности, со структурой cone in cone. В других выходах в основании тоара наблюдается переходный прослой мощностью около 10 см глин серых, буроватых, листоватых, вязких, волнистослоистых, с тонкими редкими протяжёнными линзами черных сапропелевых глин, толщиной 1-3 см (рис.). Затем отмечается прослой волнисто- и линзовиднослоистых сапропелевых глин, переслаивающихся с глинами желтовато-серыми. На этом же уровне - конкреционный горизонт бурых ожелезненных карбонатных конкреций, со структурой cone in cone в нижней части. Верхняя часть курунгской подсвиты представлена глинами сланцеватыми, тонкогоризонтальнослоистыми, темно-серыми до черных, буроватыми, с поверхности - красноватыми и желтоватыми, с запахом битума и редкими сапропелитовыми пропластками. Вышележащая часть разреза (келимярская свита, кулумасская подсвита) представлена глинами темно-серыми до черных, иногда слацеватоподобными, местами слабо алевритистыми. Полевые исследования позволили усовершенствовать литостратиграфическое строение келимярской свиты. Статус курунгской пачки поднят до подсвиты. Вышележащая часть рассматривается как кулумасская подсвита келимярской свиты (рис.).

Микропалеонтологические исследования позволили установить богатые и таксономически разнообразные ассоциации фораминифер, среди которых выявлены таксоны-мигранты широкого географического распространения, позволяющие осуществлять межрегиональные и глобальные корреляции [1].

Анализ распределения микрофауны позволил доказать отсутствие стратиграфического перерыва между кыринской и низами келимярской свит (самые верхи плинсбаха и первая зона нижнего тоара) и обосновать непрерывный стратиграфический разрез пограничных слоёв плинсбахского и тоарского ярусов, и оба подъяруса последнего, что вносит существенные коррективы в стратиграфическую схему этого района. Комплексный биостратиграфический анализ позволил уточнить стратиграфический объем высокоуглеродистой курунгской (пачки) подсвиты келимярской свиты в пределах только низов нижнего тоара, соответствующей китербютскому горизонту Сибири, тогда как ранее полагалось, что эта толща соответствует верхнему тоару-аалену или же варьирует от нижней части нижнего тоара до границы с верхним тоаром [2].

Глинистые высокоуглеродистые, обогащённые Сорг осадки курунгской подсвиты келимярской свиты формировались на пологом склоне дна открытого моря (рис.) (преимущественно внешняя зона верхней – внутренняя часть средней сублиторали) в условиях вертикальной ундуляции зеркала вод. Основную массу органического вещества, особенно бесструктурных разностей, слагает коллоальгин, количество которого должно было быть достаточным для формирования протяжённых линз, мощностью до 10 и более сантиметров. Упорядоченность слоёв чередования сапропелевых бесструктурных и сланцевых глинистых разностей пород, повышение разнообразия раковин органических остатков свидетельствует об удалении и углублении дна осадочного бассейна. Захоронение остатков водорослевых лесов или водорослевых «плотов» принимало площадной характер и, в большей степени, инситный. Прослои битуминозных сланцеватых глин, содержащие многочисленные органические остатки, свидетельствуют о периодической, возможно, сезонной смене режима осадконакопления, о восстановительной среде уже в верхней части осадка, об огромных пищевых ресурсах акватории и низкой скорости осадконакопления.

Геохимические параметры в разрезе низов тоара р. Келимяр показывают, что органическое вещество (ОВ) имеет преимущественно аквагенный сапропелевый генезис с примесью террагенной составляющей. Значения HI возрастают от плинсбаха к тоару

сопряжённо с негативным сдвигом кривой $\delta^{13}C_{ОРГ}$, что свидетельствует о повышении вклада морского ОВ во время раннетоарской трансгрессии (рис.). Ярко выраженный негативный экскурс $\delta^{13}C$ достигающий 6 ‰, отмечается с границы зон antiquum-falciferum и достигает минимальных значений (-32 ‰) в нижней части зоны falciferum (совместно с аммонитами *Harpoceras exaratum*) (рис.). Резкое снижение $\delta^{13}C_{ОРГ}$ сопровождается ростом значений $C_{ОРГ}$ (рис.)[4].

Различные седиментологические и палеонтологические показатели указывают на условия относительно холодного климата в Арктике в конце плинсбаха и в самом начале тоара до T-OAE. О низких температурах придонных вод сибирских бассейнов в конце плинсбаха свидетельствуют находки глендонитов (псевдоморфозы по икаиту), которые образовывались в донных осадках при температурах ниже 6°C. В этих же глинистых толщах встречаются изолированные редкие валуны. В начале тоара (фаза *falciferum*) происходит резкое потепление климата, о чем свидетельствует широкое развитие низкоширотной растительности в Арктике, появление в сообществах микрофауны термофильных таксонов-мигрантов из Европейских морей. Комплекс седиментологических, микропалеонтологических и палинологических данных указывает на значительное повышение температуры и исключительно теплый климат как в морских, так и в континентальных обстановках в течении T-OAE, и на синхронное снижение температуры по окончанию формирования черных сланцев (верхняя часть фазы *commune*) (рис.).

Примечательно, что конденсированная часть разреза самых низов тоара Сибири, отражённая в начальной части отрицательного экскурса $\delta^{13}C$ (фаза *antiquum*) в мелководных морских участках Сибири, весьма похожа на аналогичную в тропических мелководных морских участках. Здесь так же или резко сокращены, или часто отсутствуют синхронные толщи. Эти наблюдения указывают на одновременность изменений уровня моря в разных частях Северного полушария и показывают, что массовые внедрения изотопа углерода ^{13}C совпали с резким эвстатическим повышением уровня моря в начале тоара [4] (рис.).

Тамим образом, в Арктике уровень массового вымирания (граница фаз *antiquum* и *falciferum*) сопровождается резким снижением $\delta^{13}C_{TOC}$, значительным потеплением климата, глобальной трансгрессией, ландшафтными перестройками (выполаживанием дна бассейнов) и в точности совпадает с уровнем вымирания морских организмов, зарегистрированным с эквивалентным падением $\delta^{13}C_{TOC}$ в низкоширотных (суббореальных и тетических) бассейнах (рис.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Никитенко Б.Л.* (2009). Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск, Параллель. 680 с.

2. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. др.* (2000). Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал ”Гео”. 480 с.

3. *Hesselbo, S.P., Grųcke, D.R., Jenkyns, H.C., et al.* (2000). Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event // Nature 406. P. 392–395.

4. *Suan G., Nikitenko B.L., Rogov M.A., et al.* (2011). Polar record of Early Jurassic massive carbon injection // Earth and Planetary Sci. Letters 312. P. 102-113.

БАТИАЛЬ-АБИССАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА НИЖНЕГО ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ: СУПЕРЗОНЫ И БИОГОРИЗОНТЫ, ИХ ЭВОЛЮЦИОННОЕ И ЭКОСИСТЕМНОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Ольшанецкий Д.М.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: mitia@list.ru

EARLY PALEOGENE BENTHIC FORAMINIFERA BATHYAL-ABISSAL STRATIGRAPHYCAL SCHEME OF NORTH PACIFIC: SUPERZONES AND BIOHORIZONTS AND THEIR EVOLYTIONARY AND ECOSISTEM FOUNDATION

Ol'shanetskii D.M.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: mitia@list.ru

В результате анализа комплексов глубоководных бентосных фораминифер (ГБФ) из разрезов скважин проектов Глубоководного и Океанского бурения северо-западной Пацифики поднятий Обручева (скв. 883), Шатского (скв. 305 и 577), Хесса (скв. 465), а также скв. 277 плато Кэмпбелл южной Пацифики, взятой для сравнения, намечена зональная шкала нижнего палеогена очерченного региона, которая детализирована биособытиями - биогоризонтами (рис. 1). Палеоглубины для палеогена всех этих скважин примерно одинаковы и оценивается как пограничные между батиалью и абиссалью (около 2 км).

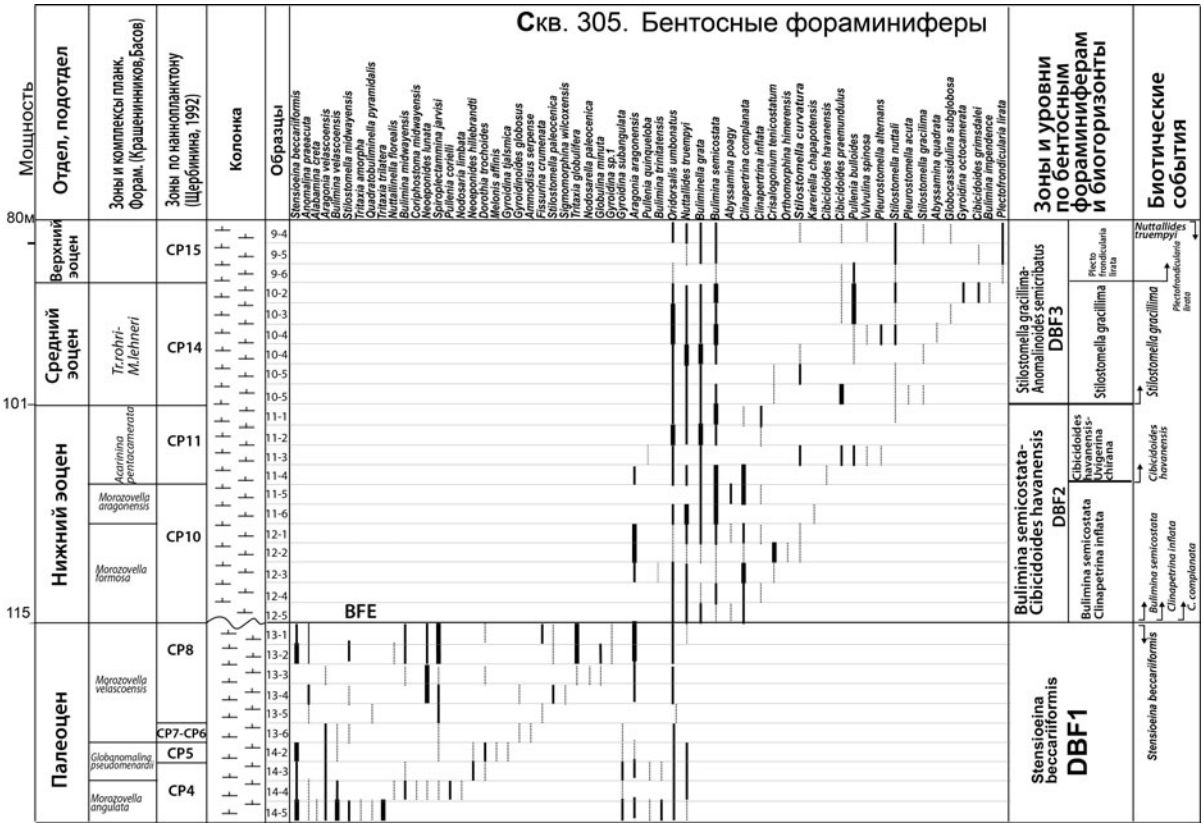


Рис. 1. Комплексы ГБФ и расчленение разрезов по ним в разрезе скважины 305 (поднятие Шатского).

Намеченные зоны включают в себя значительные стратиграфические интервалы и получили ранг суперзон. Актуальность проведенных исследований диктовалась с одной стороны очень слабой изученностью глубоководных бентосных фораминифер

(ГБФ) во всех вышеперечисленных скважинах, а с другой необходимостью создания новой биостратиграфической шкалы нижнего палеогена по ГБФ, из-за невозможности использования для изученного материала глобальной зональной шкалы нижнего палеогена батиали-абиссали океанов Берггрена и Миллера (1989) [4]. Если граница палеоцена и эоцена, охарактеризована в первую очередь массовым вымиранием ГБФ и прослеживается глобально, то в эоценовой части разрезов северной Пацифики большинство палеонтологических маркеров, определяющих границы глобальных зон и подзон проследить не удалось (рис. 2).

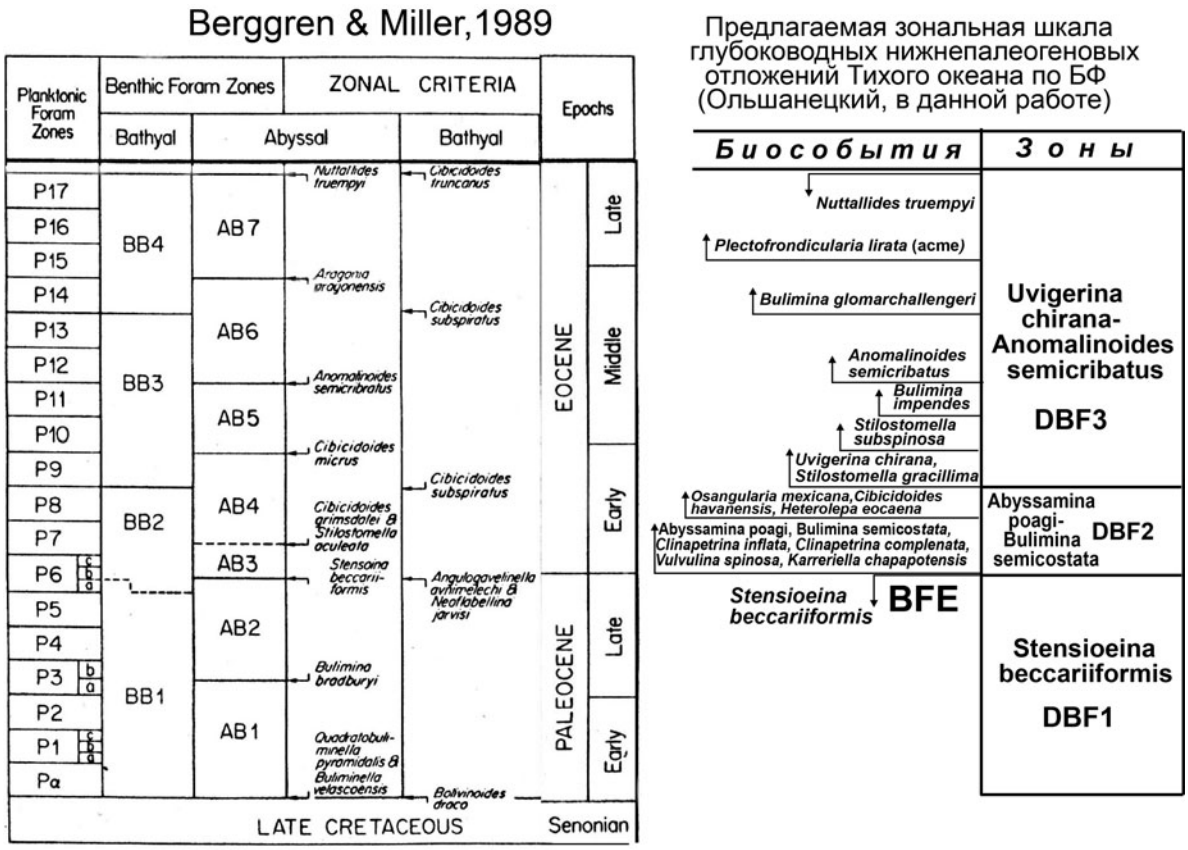


Рис. 2. Сравнение стратиграфических шкал расчленения глубоководных отложений по ГБФ.

На рисунке 3 продемонстрирована возможность использования предлагаемых супезон и биогоризонтов для стратиграфической корреляции эоценовых разрезов изученных скважин по ГБФ. Для практического удобства суперзоны получили буквенно-цифровую индексацию, в которой «DBF» обозначают «суперзоны по глубоководным бентосным фораминиферам», а цифры – их последовательность.

Суперзоны и биогоризонты в предложенной стратиграфической схеме прослеживаются субглобально. Например, она хорошо коррелируется с детально изученной последовательностью смены комплексов ГБФ палеоцена-эоцена Атлантического океана [6] (рис. 4).

В основе выдержанности и прослеживаемости намеченных биостратонов лежит этапность развития фораминифер (для супезон) и филогенезы стратиграфически важных родов ГБФ для биогоризонтов. Данное положение демонстрируется рисунками

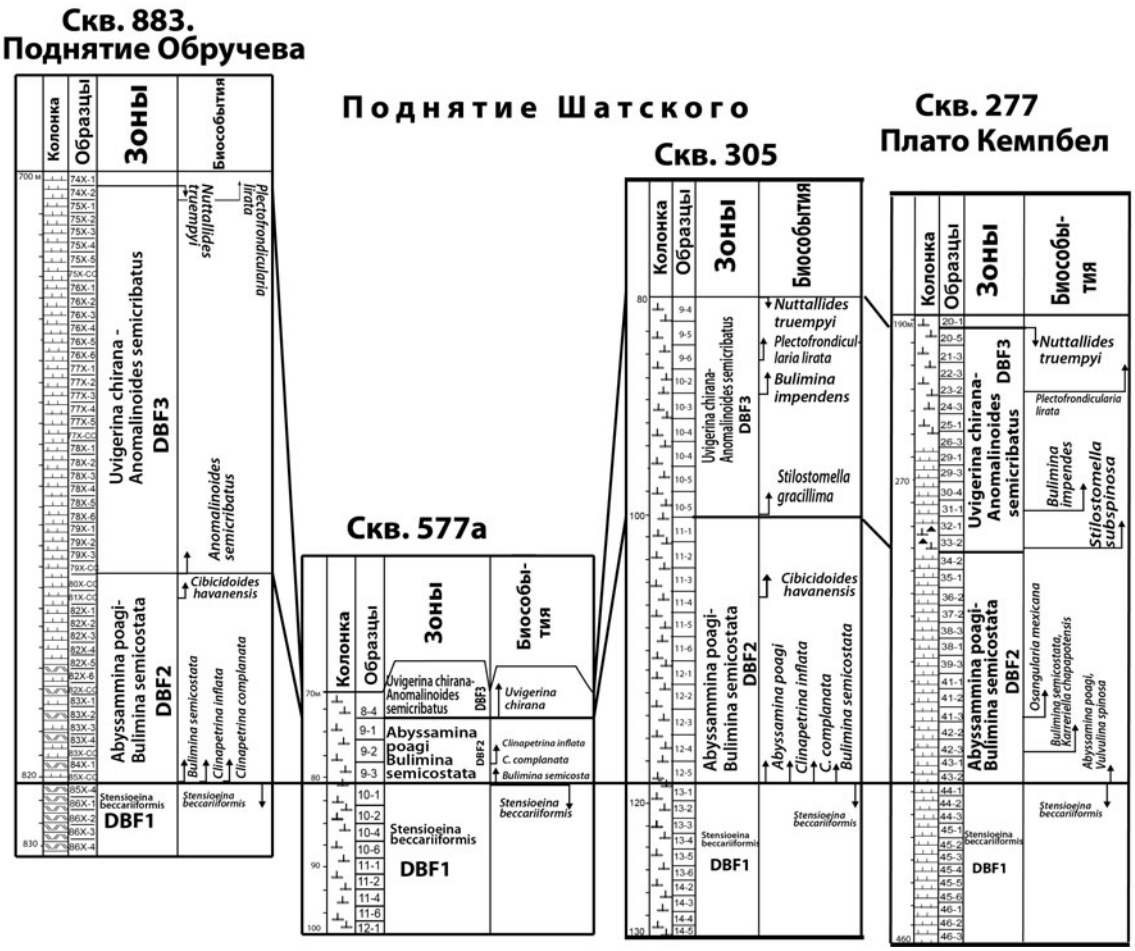


Рис. 3. Корреляция изученных разрезов на основании предложенной шкалы.

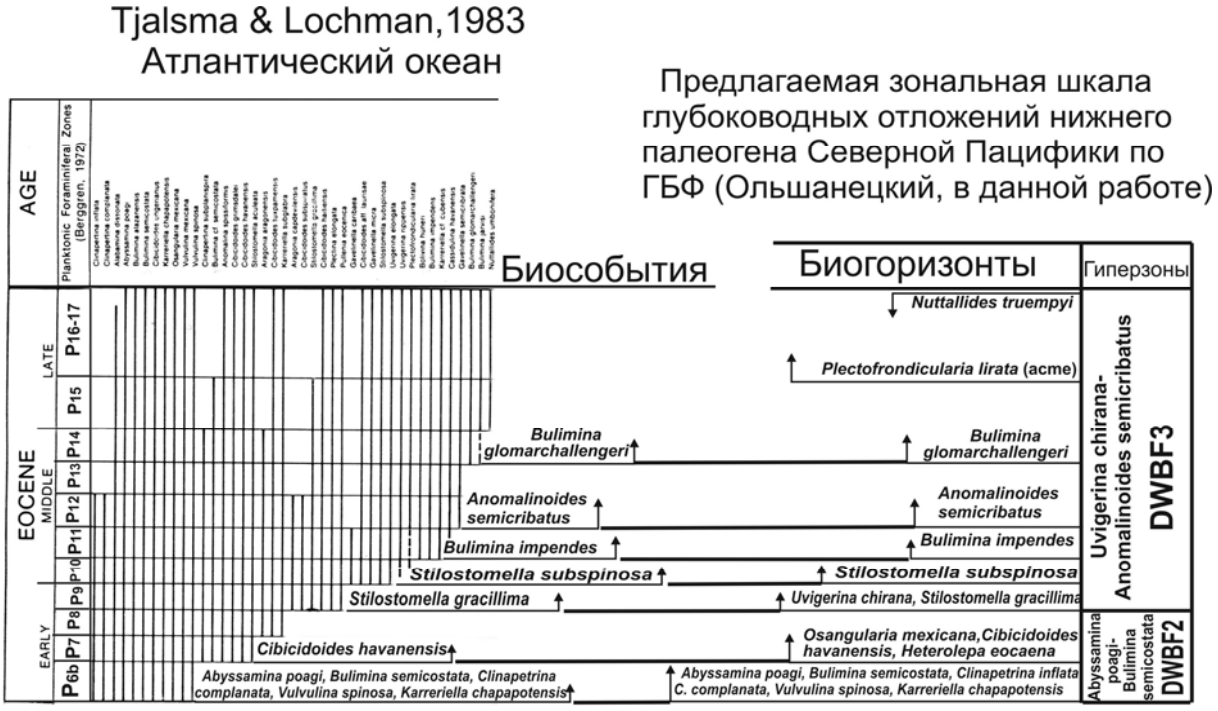


Рис. 4. Сопоставление предлагаемой стратиграфической схемы эоцена Северной Пацифики по ГБФ и последовательности комплексов ГБФ эоцена Атлантического океана.

5 и 6. При этом надо отметить, что этапность развития фораминифер связана с масштабными экосистемными перестройками в гидросфере Земли. Особенно наглядно это проявляется на границе палеоцена и эоцена, когда произошло глобальное массовое вымирание глубоководных бентосных фораминифер – BFE (benthic foraminifer extinction), отчетливо фиксируемое в разрезах всех изученных скважин как в Северной, так и в Южной Пацифике: исчезает от 70 до 100% палеоценовых видов [2]. Одной из причин этого события явилось резкое (до 6є) повышение температуры донных вод, обусловленное формированием теплой соленой данной воды (WSDW) [5]. Верхняя граница суперзоны DBF3 отмечена исчезновением *Nuttalides truempyi,* одного из видов-доминантов палеоценовых и эоценовых разрезов и некоторых других эоценовых видов, что по времени совпадает с началом глобального похолодания в олигоцене, и, возможно, с первыми признаками зарождающейся психросферы с единым гидрологическим режимом придонных вод. В это же время сообщества ГБФ северной и южной Пацифики становятся очень похожими по своему составу, что говорит в пользу этой теории [1]. Граница между суперзонами DBF2 и DBF3 в конце раннего эоцена отвечает началу развития рода *Uvigerina* – заметной ступени в развитии бентосных фораминифер океанов и морских бассейнов на континентах [7].



Рис. 5. Этапы и подэтапы развития ГБФ в раннем палеогене, лежащие в основе выделения гипрезон DBF1, DBF2 и DBF3 (по материалам изученных скважин Северной и Южной Пацифики).

Для обоснования биогоризонтов предложенной стратиграфической схемы на основании изученного материала была также предпринята попытка построения филогененетических схем развития наиболее стратиграфически важных родов.

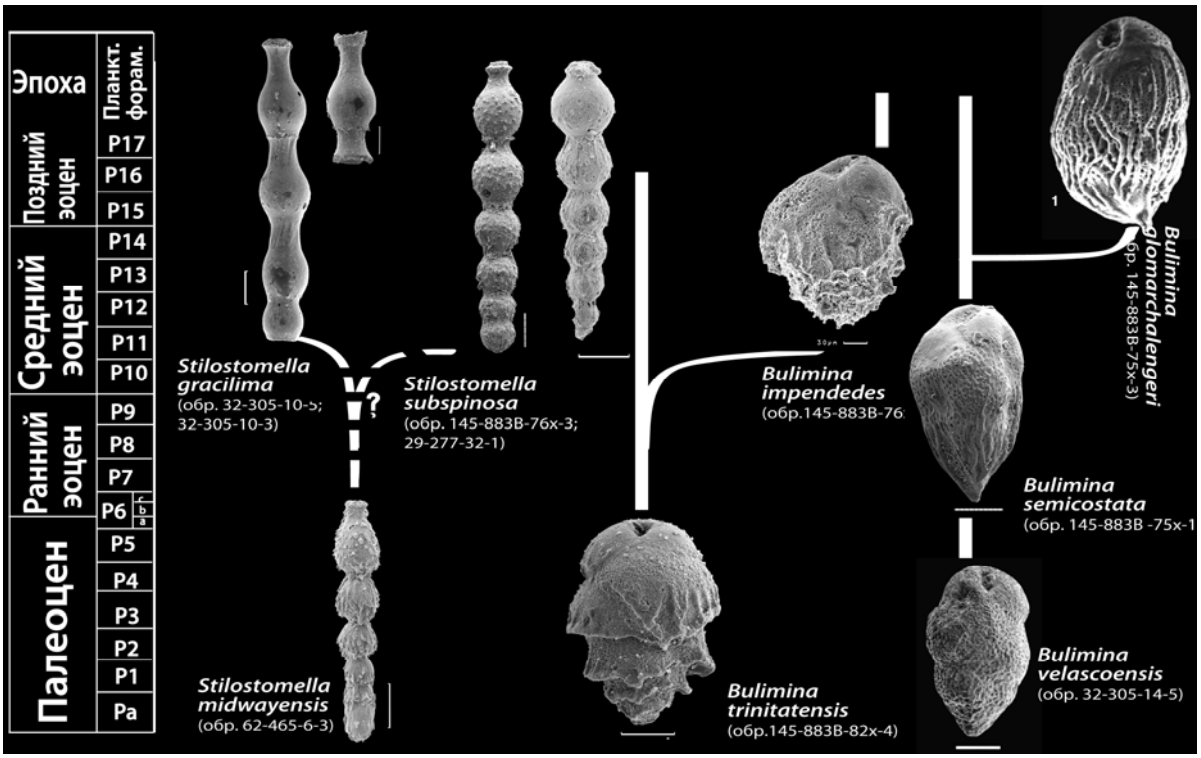


Рис. 6. Использования филогенезов стратиграфически важных родов (на примере Bulimina и Stilostomella) для обоснования биогоризонтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ольшанецкий Д.М.* (2003). Палеогеновые ассоциации бентосных фораминифер, их реакция на палеоокеанологические события // Океанология. Т. 43. № 1. С. 213-216.

2. *Ольшанецкий Д.М.* (2012). Кризис среди глубоководных бентосных фораминифер на рубеже палеоцена и эоцена на подводных поднятиях Тихого океана // ПАЛЕОСТРАТ-2012. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 30 января–1 февраля 2012 г. Программа и тезисы докладов. Алексеев А.С. (ред.).М: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН. С. 50.

3. *Berggren W.A.* (1972). Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography of the North Atlantic. In: Laughton A.S., Berggren W.A. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington D.C.: US Government Printing Office. V. 12. P. 965-101.

4. *Berggren W.A., Miller K.G.* (1989). Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation // Micropaleontology. V. 35. No. 4. P. 308-320.

5. *Kennet J.P., Stott L.D.* (1991). Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic exitions at the end of the Paleocene // Nature. V. 353. P. 225-229.

6. *Tjalsma R.C., Lohman G.P.* (1983). Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean // Micropaleontology. Special Publication. No. 4. 1–90.

7. *Van Morkhoven F. P.C. M., Berggren W.A., Edwards A.S.* (1986). Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera // Bull. Centr. Rechrch. Explor.-Product. Elf-Aquitane. Mem. No. 11. 421 p.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОТИПНЫХ СООБЩЕСТВ ФОРАМИНИФЕР В СЕРПУХОВСКОЕ И РАННЕБАШКИРСКОЕ ВРЕМЯ В СРЕДИННОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Орлов-Лабковски О.Б.
Тель-Авивский Университет, Музей Зоологии, Израиль, e-mail: olgaorl@post.tau.ac.il

CORRELATION OF DIFFERENT TYPES OF FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES IN SERPUKHOVIAN AND EARLY BASHKIRIAN TIME IN MIDDLE TIEN-SHAN

Orlov-Labkovsky, O.B.
Tel Aviv University, Museum of Zoology, Israel, e-mail: olgaorl@post.tau.ac.il

В складчатой области Срединного Тянь-Шаня отложения каменноугольной системы встречаются часто, но крайне неравномерно, в фациальном отношении они весьма разнообразны. В структурном отношении шельфово-карбонатные образования нижнего и нижней части среднего карбона относятся к Срединно-Тяньшаньскому микроконтиненту и достигают больше 2500 м мощности [1].

Серпуховские и нижнебашкирские образования выделяются и отличаются между собой по характеру слагающих отложений, их пространственно временным соотношениям и общей последовательности стратиграфических подразделений [2, 4]. Данные отложения очень схожи в интервале серпуховского яруса нижнего карбона; четкие различия между ними начинают, проявляются с основания башкирского яруса**.**

Выделяется несколько фациальных типов разрезов (Таблица 1) [3]. Границы между типами разрезов могут быть двух вариантов: латеральные и тектонические. Наличие латеральных границ показывает, что в определенные промежутки времени смежные типы разрезов представляли собой единые или близкие обстановки осадконакопления.

Таласский тип (внутренний шельф платформы) – карбонатные осадки зон прибрежного мелководья (в том числе и лагун) и мелководья удаленного от суши, образовавшихся в условиях активного и умеренного гидродинамического режима (разрезы Машат, Койкебильтау, Сеславино и другие). Об этом свидетельствуют ракушечники и банки брахиопод, относительно частые скопления кораллов, зеленые водоросли, а также кратковременные перерывы и размывы. В комплексах фораминифер отмечаются формы с крупной и массивной раковиной (*Endothyranopsis, Omphalotis, Eostaffella* (*Ikensieformis*), *Globoendothyra* и другие).

Угамско- Пскемский тип (внешний шельф платформы) – слоистые известняки, в основном, мелкозернистые, сгустковые и комковатые, реже органогенно-детритовые, фораминиферовые и водорослевые. Известняки со стяжениями кремня, иногда с линзами кремня. Развиты линзовидные прослои межпластовых брекчий, мощностью от 0,8 до 1,5 м. Разрезы Угамско - Пскемского типа, начиная с верхней части кельтемашатского горизонта, характеризуются отсутствием перерывов в осадконакоплении, относительно выдержанными по простиранию мощностями слоев. Образовавшиеся в зоне открытого моря и зоне отмельных и межотмельных участках открытого моря с умеренной подвижностью водной среды (разрезы Аккуйлюк, Яхак и Испай). Для фораминифер, обитающих в зоне открытого моря и зоне межотмельных впадин, отмечается высокое разнообразие родов и видов при относительно невысокой плотности популяций. Исключением являются мелкие отмели, где фораминиферы становятся разнообразными по видовому составу и с высокой плотностью популяции.

Пальтауский тип (депрессионная впадина) – карбонатно-терригенные тонкослоистые, градационные осадки с прослоями турбитидов (разрез Пальтау). Это

ламинированные, органогенные известняки с прослоями турбидитов. В средней части

ярус	регионярус	горизонт	Фациальный тип / Фора минифе ровые зоны / Разрезы	Таласский		Угамско - Пскемский	Пальтауский
				Койкебильтау	Машат	Аккуйлюк	Пальтау
БАШКИРСКИЙ	ГАЗСКИЙ	Узунбулакский	Pseudostaffella praegorskyi	Узунбулакская Св. Известняк средне и тонко-слоистый в основании, тонко зернистый комковатый и детритовый, с конкрециями кремня		Нижнекугалинская Св. Известняк тонко-средне слоистый комковатый, тонко и мелко зернистый, глинистый детритовый	
			Pseudostaffella antiqua			Известняк толстослоистый	
		Сеславинский	Plectostaffella (Varvariella) longiscula– Plectostaffella rotunda	Сеславинская Св. Известняк средне-слоистый тонко-зернистый детритовый, с прослоями ракушняка, с конкрециями кремня		Верхнекугалинская Св. Известняк средне слоистый детритовый водорослево-фо роминиферовый комковатый, тонкозернистый, с желваками и прослоями кремня	
			Plectostaffella jakhensis – Plecto-staffella (Varvariella) varvariensis				
СЕРПУХОВСКИЙ	ТЯНЬШАНСКИЙ	Койкебильтауский	Plectostaffella karsaklensis	Койкебильтауская Св. Известняк слоистый	Койкебильтауская Св. Известняк средне тонко-слоистый с поверхностью размыва. Фораминиферы, водоросли, брахиоподы и др организмы.	Нижнекугалинская Св. Известняк слоистый тонкозернистый комковатый с фораминиферами Желваками кремня. Линзами и прослоями известковых брекчий	Известковые конгломераты с известняками и аргиллитами
			Plectostaffella mira obtusa – Eostaffella (Ikensieformis) turkestanica				Известняк тонкослоистый турбидитовый глинистый
		Кельтемашатский	Eosigmoilina explicata Loeblichia minima Plectostaffella primitiva	Кельтемашатская Св. Известняк слоистый с ракушняком -брахиоподы с прослоями водорослево-фораминиферового	Кельтемашатская Св. Известняк средне и тонко-слоистый с фораминиферами, водорослями, брахиоподами и др организмы	Известняк средне слоистый с кремнями и редкими ископаемыми	Аурахматская Св. Известняк тонкослоистый градуированный и турбидитовый
			Eostaffellina protvae Biseriella minima				
		Машатский	Neoarchaediscus regularis – Biseriella parva	Машатская Св. Известняк серый, толсто- слоистый, массивный	Машатская Св. Известняк серый, толсто- слоистый, массивный		

Таблица 1. Литологический состав и стратиграфическое расчленение фациальных типов некоторых разрезов серпуховского и нижнебашкирского ярусов Срединного Тянь-Шаня (с изменениями после Orlov-Labkovsky, 2003 [3]

разреза, известняки содержат примеси песчаных и глинистых частиц, выше встречаются переслаивающиеся тонкослоистые известковые аргиллиты с органогенными известняками. Последовательность заканчивается известковистыми гравелитами и конгломератами. Фораминиферы, часто приурочены к грубым фракциям турбидитов, где отмечается высокое разнообразие видов, и высокая плотность популяций. Некоторые фораминиферы, такие как, *Omphalotis omphalota*, *Eostaffella* (*Ikensieformis*) *ikensis,* имеют следы транспортировки. Другие органические остатки представлены разнообразными конодонтами, аммоноидеями, водорослями, брахиоподами и кораллами.

Рассмотрим изменение комплексов фораминифер разных фациальных типов на примере изменения комплекса фораминифер некоторых зон:

Для фораминиферовой зоны Neoarchaediscus regularis - Biseriella parva (Машатский горизонт) наиболее характерными являются виды *Neoarchaediscus regularis, N. parvus, Asteroarchaediscus baschkiricus, Biseriella parva, Endothyranopsis crassa, Omphalotis omphalota*, *Globoendothyra globulus* (Машат, стратотип - Таласский тип). Комплекс фораминифер в Койкебильтау (Таласский тип**)** близок к встреченному в Машатском разрезе, отличается присутствием архедисцид с крупной и массивной раковиной: *Archaediscus moelleri* Rauser, *A. moelleri gigas* Rauser и *A. magnus* Schkyk.

Комплекс фораминифер в Пальтауском типе близок к Таласскому, отличается присутствием *Earlandia minima* Bir., *E. elegans* (Raus. et Reitl.) *Monotaxinoides priscus* и некоторыми другими.

Для зоны Eostaffellina protvae – Biseriella minima общими видами фораминифер для всех фациальных типов, являются индекс-виды, эрландии, эндотиры, *Endothyranopsis crassa* (Brady), поярковеллы, эоштафеллы, неоархаедискусы: *Neoarchaediscus rugosus* (Raus.), *N. gregorii* (Dain.), *N. incertus* (Grozd. et Leb.), *N. postrugosus* (Reitl.) и некоторые другие. Основные отличия касаются плотности популяций.

Для фораминиферовой зоны Plectostaffella mira obtusa – Eostaffella (Ikensieformis) turkestanica (Койкебильтауский горизонт, нижняя зона) характерны кроме индекс-видов, *Globivalvulina moderata, Varvariella seslavica, Neoarchaediscus postrugosus* и другие (Койкебильтау, Таласский тип**)**. Много общих видов с установленными в этой же зоне в Угамском типе (Аккуйлюк), но отмечается более раннее появление *Rectoendothyra donbassica,* присутствие *Tetrataxis quasiconica, Monotaxinoides transitorius*. Пальтауский тип близок к Таласскому, присутствуют *Plectostaffella indecora, Archaediscus donetzianus, Eolasiodiscus donbassicus.*

Таким образом, серпуховский и нижнебашкирский морской бассейн Срединного Тянь-Шаня представляет собой единую палеобиогеографическую провинцию. Интенсивные тектонические движения обусловили формирование фациально-различных, в основном сообщающихся, морей в серпуховское и раннебашкирское время на территории Чаткало-Таласской горной системы и хребта Каржантау (Узбекистан и сопредельные территории).

На видовой состав биостратиграфических зон сильное влияние оказывает фациальная обстановка. Зональные комплексы состоят из нескольких фациальных частей. Каждому фациальному типу характерен свой определенный биотоп фораминифер различающихся как по составу видов и родов, так и по плотности их популяций. Одновозрастность определенных фораминиферовых зон доказывается присутствием общих форм, прослеживанием фациальных переходов, одинаковой последовательности в смене комплексов во времени и одинаковом уровне организации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бухарин А.К.* (1999). Структурно-формационное районирование Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы (Geologiya va mineral resurslar). Ташкент. № 2. С. 3-9.

2. *Нигмаджанов И.М., Искандерходжаев Т.А.* (2007). Каменноугольная система. Стратиграфия // в Ким А.И., Салимова Ф.А., Ким И.А., Мещанкина Н.А. (ред.) Палеонтологический Атлас фауны и флоры Фанерозоя Узбекистана. Ташкент. С. 279 - 285.

3. *Orlov-Labkovsky, O.* (2003). Facies control on the composition of Serpukhovian and Early Bashkirian Foraminiferal assemblages in the Middle Tien-Shan Mountains, Central Asia // Journal Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. V. 109. No. 2. P. 181-187.

4. *Orlov-Labkovsky O., Bensh F.R., Mikhno N.M.* (2007). Revision of Carboniferous Foraminiferal zonation of Middle and South Tien-Shan. // Wong, Th. E. (Ed.) / Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, the Netherlands, 10–16 August 2003. Amsterdam: Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. P. 305 - 316.

НЕКОТОРЫЕ ПОЗДНИЕ FUSULINELLIDAE И РАННИЕ TRITICITIDAE (FORAMINIFERA) ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МОСКОВСКОГО И КАСИМОВСКОГО ЯРУСОВ КАРАЧАТЫРА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Орлов-Лабковски О.Б.[1], Бенш Ф.Р.[2]

[1]Тель-Авивский Университет, Музей Зоологии, Израиль, e-mail: olgaorl@post.tau.ac.il,
[2]Институт Геологии и геофизики АН РУз, Ташкент, Узбекистан

SOME LATE FUSULINELLIDAE AND EARLY TRITICITIDAE (FORAMINIFERA) OF THE MARGINAL DEPOSITS MOSCOVIAN AND KASIMOVIAN OF KARACHATYR (SOUTHERN TIEN-SHAN)

Orlov-Labkovsky O.B.[1], Bensh F.R.[2]

[1] Tel Aviv University, Museum of Zoology, Israel, e-mail: olgaorl@post.tau.ac.il,
[2] Institute of Geology of Academy of Sciences, Tashkent, Uzbekistan

На рубеже московского / касимовского времени получили широкое развитие формы фораминифер с переходными признаками и многообразием промежуточных звеньев, что осложняет разграничение таксонов разного ранга и приводит к неоднозначному пониманию объемов видов, родов и других таксономических категорий. В пограничных отложениях московского и касимовского ярусов Карачатыра встречаются многочисленные фузулиноиды, как с четкими родовыми и видовыми признаками, так и формы, имеющие переходные признаки для родов семейства Fusulinellidae (*Fusulinella Protriticites* и *Praeobsoletes*) и семейства Triticitidae (*Obsoletes* и *Montiparus*) [9].

Сравнивая диагнозы родов *Fusulinella* Moeller 1877 [6], *Protriticites* Putrja, 1948 [7], *Obsoletes* Kireeva, 1950 [5] и *Praeobsoletes* Remisova, 1992 [10], видно, что эти рода различаются лишь строением стенки. Остальные признаки (форма раковины, характер развертывания спирали, тип септальной складчатости, хоматы и др.) имеют видовое значение. Самостоятельность родов *Protriticites*, *Praeobsoletes* и *Obsoletes* до сих пор признаётся не всеми микропалеонтологами, ввиду их отличий от *Fusulinella* только по одному признаку – строению стенки.

Род *Fusulinella* Moeller, 1878: "Стенка четырехслойная, состоящая из тектума, диафанотеки и двух текториумов – наружного и внутреннего, с простыми порами, пронизывающими все слои, но видимыми только при хорошей сохранности" [6].

Род *Protriticites* Putrja, 1948: "Стенка умеренной толщины, состоящая из тектума, диафанотеки и двух текториумов; при этом диафанотека, текториум и хоматы имеют тонкоальвеолярное строение, причем более грубой альвеолярной структурой обладает внутренний текториум" [7]. Позже, этот диагноз был уточнен Г.Д.Киреевой [8] и в таком виде принимается большинством микропалеонтологов: "Стенка четырехслойная, но в последних оборотах трехслойная с тектумом посередине стенки, наружным текториумом и внутренним текториумом сливающимся с приматекой. Все слои пронизаны (начиная с парных оборотов) грубыми простыми порами, более широкими во внутреннем текториуме и расходящимися веерообразно в хоматах."

Род *Praeobsoletes* Remizova, 1992: "Стенка тонкая, состоит из тектума, тусклой диафанотеки, подчеркнутой непостоянным нитевидным внутренним текториумом. Перфорация стенки проявляется редко, неясно" [10].

Род *Obsoletes* Kireeva, 1950: "Стенка обычно тонкая, состоящая из тектума и пористого слоя, более или менее значительной толщины. Во внутренних оборотах обычно наблюдается диафанотека, в которой иногда видны чрезвычайно тонкие поры и часто прослеживается внутренний текториум, исчезающий в двух - трех последних оборотах. В наружных оборотах пористость становится значительно грубее" [5].

Необходимо отметить следующие: пористость стенки свойственна всем родам семейства Fusulinellidae. У рода *Fusulinella* пористость очень тонкая и наблюдается только

при хорошей сохранности. У *Praeobsoletes* она проявляется редко и неясно. У *Protriticites* и *Obsoletes* пористость укрупняется, становится более заметной (иногда грубой) особенно в наружных оборотах. Присутствие кериотеки (альвеолярной пористости) в стенке протритицитов и обсолетов позднейшими исследованиями не подтверждается.

При разграничении указанных родов особое значение имеют тектории, главным образом, внутренний, который в средних и внешних оборотах у протритицитов частично или полностью замещает диафанотеку, у преобсолетов уменьшается в толщине до нитевидного и как бы подчеркивает тусклую (вероятно пористую) диафанотеку, а у обсолетов внутренний тектории полностью редуцируется.

На материалах Западного и Восточного Карачатыра (Южный Тянь-Шань) [1, 2, 3, 4] нам удалось проследить переходные признаки в развитии фузулиноидов в пограничных отложениях московского и касимовского ярусов. В среднеазиатской стратиграфической схеме (Рис. 1), верхняя часть московского яруса выделяется как шункмазарский горизонт, который охватывает стратиграфический интервал фораминиферовой зоны Fusulinella schwagerinoides [2, 11]. Нижнеараванские слои Восточного Карачатыра [4] соответствуют шункмазарскому горизонту. В нижней части касимовского яруса выделяется джилгинсайский горизонт в объеме фораминиферовой зоны Protriticites pseudomontiparus – Obsoletes obsoletes. Ему соответствуют верхнеараванские слои Восточного Карачатыра [4]. Средне - верхняя часть касимовского горизонта выделяется как учбулакский горизонт в объеме фораминиферовых зон: Montiparus montiparus и Rauserites quasiarcticus - Ferganites ferganensis [11].

В отложениях шункмазарского горизонта Западного Карачатыра [1, 2], и нижнеараванских слоях Восточного Карачатыра [3, 4] среди многочисленных форм, ранее относимых к роду *Fusulinella*, виды с типично фузулинелловой четырехслойной стенкой (тектум, ясная диафанотека и два тектория) встречаются редко. К ним относятся *Fusulinella bocki* Moeller, *F. bocki primitiva* O.Orlova, *F. schwagerinoides* Deprat и другие. Вместе с ними встречаются виды со стенкой переходной от рода *Fusulinella* к роду *Protriticites* - с тусклой диафанотекой. Для них характерен - то узкий, то широкий и более широкий, чем у фузулинелл, непостоянной мощности внутренний тектории, нередко составляющий две трети общей толщины стенки. Наружный тектории обычный по толщине, но наблюдается не всегда. Такая стенка описана О.И.Богуш [3, 4] у *Fusulinella permira* Bogush, *F. adjuncta curta* Bogush, *F.oviformis* Bogush, *F.altispiralis* Bogush, *F. subcylindrica* Bogush. Вид *Fusulinella subcylindrica* позже переописан как *Protriticites subcylidricus* (Bogush) [2]. Перечисленные виды нами объединены под названием условного рода *"Postfusulinella"*. Большинство этих форм встречается в верхней части московского яруса: *"Postfusulinella" mosquensis bosbiensis* (Bogush), *"P." oviformis* (Bogush), *"P."* aff. *fluxa* (Lee et Chen), в вышележащий касимовский ярус проходят *"P." subcylindrica* (Bogush).

В шункмазарском горизонте формы с типичной стенкой рода *Protriticites* встречаются единично и до вида не определяются. В джилгинсайском горизонте они достаточно разнообразны: *Protriticites globulus turkestanicus* Bensh, *P pseudomontiparis* Putrja, *P. variabilis* Bensh, *P. lamellousus* Kireeva. Стенка у них в наружных оборотах состоит из тектума и неодинаковых по толщине, нередко сливающихся между собой пронизанной порами тусклой диафанотеки (или серого слоя гомологичного диафанотеке) и более темного также пористого слоя внутреннего тектория.

Вид *Obsoletes fusiformis* Bensh из джилгинсайского горизонта, возможно, относится к роду *Praeobsoletes*. Для него характерна тонкая стенка с хорошо выраженной пористостью в двух - трех наружных оборотах и тонкий (нитевидный) внутренний тектории, подчеркивающий пористый слой вплоть до предпоследнего или последнего оборота. Тиманские экземпляры рода *Praeobsoletes* отличаются от наших экземпляров,

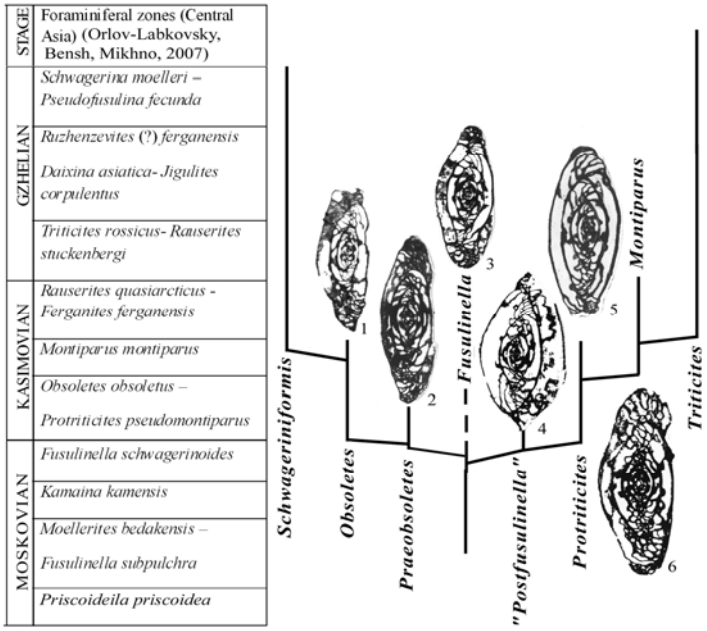


*Рис. 1. Схема филогенетического развития некоторых поздних Fusulinellidae и ранних Triticitidae (все фотографии фораминифер даются в одном масштабе):*1 – *Obsoletes obsoletus* (Schellw.) - слегка скошенное сечение, экз. 7/54, Карачатыр, левобережье Джилгинсая, зона *Protriticites pseudomontiparus* - *Obsoletes obsoletus*; 2 – *Praeobsoletus fusiformis* (Bensh) – осевое сечение голотипа, экз. 7/45, там же, тот же; 3 – *Fusulinella schwagerinoides* (Deprat) – осевое сечение, экз. 692/11, там же, зона *Fusulinella schwagerinoides;* 4 – *"Postfusulinella" altispiralis* (Bogush) – осевое сечение, экз.5763, северный слон Чаактау, басс. Бекечал, тот же; 5 - *Protriticites pseudomontiparus* (Putrja) - осевое сечение, экз. 7/24, Карачатыр, правобережье Джилгинсая, зона *Protriticites pseudomontiparus* - *Obsoletes obsoletus*; 6 - *Montiparus montiparus* (Ehr. et Moell.) - слегка скошенное сечение, экз. 7/68, южный склон Чаактау, басс. Майлису, зона *Montiparus montiparus.*

менее отчетливой пористостью. У видов *Obsoletes minutus asiaticus* Bogush, *O. paraovoides* Bensh, *O. dagmarae* Kireeva, двухслойная стенка, состоящая из тектума и слоя, пронизанного крупными простыми порами, наблюдается в полтора - двух иногда двух с половиной наружных оборотах. В средних оборотах (обычно третьем и четвертом) стенка состоит из тектума, серого пористого слоя (или тусклой диафанотеки), подчеркнутого тонким внутренним текториумом, иногда присутствует и наружный текториум.

Такие формы, как *Protriticites subschwagerinoides inflatus* Bensh, *Obsoletus minutus* Bogush, *O. paraovoides* Bensh, переходят в вышележащую зону *Montiparus montiparus* , где появляются первые представители рода *Montiparus* и вид *Triticites expressus* Anosova (отряда Schwagerinida). Формы с переходными признаками стенки от простой пористой к сложной альвеолярной, как у монтипарусов, не обнаружены. Присущая этим видам тонко-альвеолярная стенка едва различается в наружном одном, реже двух (у *M. calitvicus*) оборотах и свидетельствует о том, что признаки отряда швагеринид у первых монтипарусов еще недостаточно четко выражены. Во внутренних оборотах у этих видов стенка трехслойная (наружный текториум, тектум и пористый слой), как у протритицитов. Характер пористости неясен. Другие морфологические признаки указывают на сходство первых монтипарусов с протритицитами. Скорее всего, род *Protriticites* берет свое начало от рода *Fusulinella*, а именно от группы *Fusulinella bocki*, что в качестве предположения впервые высказала С.Т.Ремизова [10] и с чем можно согласиться. В нашем материале встречаются формы, которые по многим признакам можно отнести к группе *Fusulinella*

bocki, а по строению стенки к роду *Protriticites*.

Больше данных получено при сравнении вида *Triticites expresus* Anos. с обсолетами. Стенка этого тритицита в полутора - двух последних оборотах образована тектумом и тонко-альвеолярной кериотекой. В предыдущих третьем и четвертом оборотах стенка состоит из тектума, слегка просвечивающего серого пористого слоя и тонкого нитевидного тектория. Она очень напоминает стенку обсолетов в наружных оборотах, а те, как уже упоминалось, во внутренних оборотах несут признаки своих предковых форм - фузулинелл. По другим морфологическим признакам вид *Triticites expresus* относится к группе *Triticites schwageriniformis,* систематиеский статус которой был повышен до рода *Schwageriniformis* Bensh [9].

Из выше изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Для группы родов, занимающих положение на грани отрядов Fusulinida и Schwagerinida, признаки, относящиеся к строению стенки, имеют наиболее важное таксономическое значение. Это переход четырехслойной (пористой) стенки в двухслойную альвеолярную. При разграничении указанных родов особое значение имеют тектории, главным образом, внутренний, который в средних и внешних оборотах у протритицитов частично или полностью замещает диафанотеку, у преобсолетов уменьшается в мощности до нитевидного и как бы подчеркивает тусклую (вероятно пористую) диафанотеку, а у обсолетов полностью редуцируется.

2. Группа видов, со стенкой переходной от рода *Fusulinella* к роду *Protriticites* выделяется в условный род *"Postfusulinella",* для представителей которого характерна стенка с тусклой диафанотекой; с более широким, чем у фузулинелл, непостоянной мощности внутренним тектории, нередко составляющим две трети общей толщины стенки. Наружный тектории обычный по толщине, но наблюдается не всегда.

3. Намечаются две линии филогенетического развития, ведущие начало от фузулинелл: *Fusulinella* → *"Postfusulinella"*→ *Protricites* → *Montiparus* и *Fusulinella* → *Praeobsoletes* → *Obsoletes* → *Schwageriniformis* (Рис. 1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бенш Ф.Р.* (1958). Стратиграфия среднекаменноугольных отложений хр. Карачатыр // Узбекский геологический журнал. № 5. С. 3-10.

2. *Бенш Ф.Р.* (1972). Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: Изд-во ФАН АН УзССР, 146 с.

3. *Богуш О.И.* (1960). Фораминиферы араванских слоев хребта Карачатыр // Палеонтологический журнал. № 2. С. 3-16.

4. *Богуш О.И.* (1963). Фораминиферы и стратиграфия среднего и верхнего карбона восточной части Алайского хребта. М.: Изд-во АН СССР. 122 с.

5. *Киреева Г.Д.* (1950). Новые виды фузулинид из известняков свит C^1_3 и C^2_3 Донецкого бассейна // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Донецкого бассейна. М.: Углетехиздат. С.193-214.

6. *Меллер В.* (1878). Спирально-свернутые фораминиферы каменноугольного известняка России // Материалы для геологии России. Т. VIII. С. 1 - 219.

7. *Путря Ф.С.* (1948). *Protriticites* – новый род фузулинид // Труды Львовского геологического общества, серия палеонтологическая. Вып. 1. С. 89-96.

8. *Раузер-Черноусова Д.М., Киреева Г.Д., Леонтович Г.Е.* и др. (1951). Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник – определитель М.: Изд-во АН СССР. 380 с.

9. *Раузер-Черноусова Д.М., Бенш Ф.Р., Вдовенко М.В., и др.* (1996). Справочник по систематике фораминифер палеозоя (эндотироиды, фузулиниды). М.: Наука. 207 с.

10. *Ремизова С.Т.* (1992). Микропалеонтологическое обоснование возрастной границы среднего и позднего карбона // Серия репринтов "Научные доклады". Сыктывкар: Коми НЦ. Вып. 295. С. 1-18.

11. *Orlov-Labkovsky O., Bensh F.R., Mikhno N.M.* (2007). Revision of Carboniferous Foraminiferal zonation of Middle and South Tien-Shan // Wong, Th. E. (Ed.) / Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, the Netherlands, 10–16 August 2003. Amsterdam: Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences. P. 305 – 316.

ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ФОРАМИНИФЕР ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ В ГОЛОЦЕНЕ

Пинчук Т.Н.
Кубанский Государственный Университет (КГУ), Краснодар, e-mail: pinchukt@mail.ru

CHANGES OF THE GOLOCENE FORAMINIFERA'S ASSEMBLAGES OF THE BLACK AND AZOV SEAS

Pinchuk T.N
Kuban State University (KSU), Krasnodar, e-mail: pinchukt@mail.ru

Материалом послужили результаты изучения донных проб из 230 станций и 10 скважин континентального склона и шельфа северо-восточной части Черного моря (Российский сектор) (1996-2006г.г.). И также пробы из 31 станции и 1 скважины в южной части Азовского моря (Индоло-Кубанского прогиба) (2006-2007г.г.) Выявлено 53 вида из 32 родов бентосных фораминифер. Рассматривался видовой и количественный состав комплексов микрофауны, описанный ранее Янко В.В. (1990, 2006).

Смена комплексов выражается в количественном изменении тех или иных видов. При устойчивой экологической обстановке 2-3 вида начинают захватывать большую часть бассейна и оттеснять другие виды. Например, при рассмотрении комплексов микрофауны по разрезам скважин наблюдается смена комплексов от олигогалинных до полигалинных несколько раз, от 3 до 11. Такие изменения указывают на кратковременный этап природных событий, повлиявших на смену экологической обстановки, сопровождавшиеся вымиранием или сокращением одних видов и появлением других обитателей водоемов. При закрытом бассейне характерно для многих видов некоторое изменение формы раковин, которое выражено в деформировании камер, устьев и других частей раковин, при изменении которых вид старается выжить в новых условиях.

В периоды наибольшего подъема уровня моря в Черноморском бассейне происходило вливание поверхностных соленых вод в Азовский бассейн и привнос личиночных особей фораминифер и остракод нагонными течениями. Впоследствии личиночные особи опускались на дно, при хороших условиях вырастали до взрослого состояния и развивались в дальнейшем по всей территории. В период регрессий, когда Азовское море превращалось в ряд лиманов и озер (сточных и бессточных, пресных и соленых), многие виды, в первую очередь остракоды, а затем и фораминиферы, переживали падение уровня моря. Олигалинные и голэвригалинные виды обитали в опресненных лиманах, стриктеэвригалинные и полигалинные в соленых лиманах. Для Азова и Керченско-Таманского участка Черного моря характерно поступление большого стока пресных вод Дона и Кубани, которые также влияли на состав комплексов микрофауны. На восточном шельфе Черного моря сток пресных вод был незначителен и приурочен к сезонным изменениям (увеличивался весной и ранним летом, связанный с таянием снегов и дождями). В остальной период речной сток резко сокращался, что давало возможность распространению и развитию комплексов более эвригалинной микрофауны.

В результате исследования выявлены сходные и отличительные черты в видовом и количественном составе комплексов микрофауны в голоцене для Черноморского и Азовского бассейнов в периоды активного водообмена (бугазский, витязевский и джеметинский). Комплексы микрофауны четвертичных отложений Азовского и

Черного морей очень близки в видовом отношении. Отличаются они количественным распространением видов, связанным в основном с фациальными условиями.

В Черноморском бассейне в начале голоцена происходила постепенная смена новоэвксинских комплексов фауны средиземноморскими. В начале голоцена морские и солоноватоводные представители микрофауны обитали совместно. Бугазский и витязевский комплексы связаны с фазой осолонения Черного моря и заселением его средиземноморскими организмами. Джеметинский комплекс связан с наибольшей трансгрессией и термическим максимумом голоцена. Массовый расцвет фауны связан не только с трансгрессией и миграцией средиземноморской фауны, но и расширением мелководий.

Бугазский комплекс содержит 11-15 видов фораминифер с преобладанием: *Ammonia tepida, Porosononion subgranosus, Mayerella brotzkajae* и др. Соленость бассейна была от 3 до 12 ‰.

Витязевский комплекс содержит 18 - 20 видов фораминифер с преобладанием видов *Ammonia tepida, A. caucasica, A. compacta, A. parasovica* и др., в комплексе появляются полигалинные виды. Соленость витязевского бассейна 13 ‰.

Джеметинский комплекс содержит 35-40 видов фораминифер с преобладанием видов *Ammonia compacta, A. tepida, A. ammoniformis, A. caucasica, Nonion matagordanus* и др. Соленость бассейна изменялась от 18 до 21 ‰.

В южной части Азовского моря (Индоло-Кубанский прогиб) в конце новоэвксинского времени существовал сильно опресненный бассейн с ингрессивными заливами в палеорусле Дона. Комплекс фораминифер в ИКП (разрез мыса Литвинова) новоэвксина содержит виды преимущественно одного рода: *Elphidium advenum, E. excavatum, E.* cf. *fichtelianum, E. poeyanum*. Черноморская трансгрессия привела к появлению на территории Азова и последующей смене ряда бассейнов: бугазского, витязевского (древнеазовские слои) и казантипского, аналогов джеметинского в Черном море. Трансгрессия происходила относительно быстро, вызывая осолонение бассейнов и смену фауны в них. Границы бугазского и витязевского бассейнов практически мало отличаются от границ новоэвксинского бассейна.

Комплекс фораминифер древнеазовских слоев содержит 12 видов с преобладанием видов *Fissurina fragilis, Porosononion martcobi, Ammonia tepida, A. novoeuxinica, A. ammoniformis, A. parasovica*. Соленость древнеазовского бассейна 12-13 ‰.

В казантипское время, в максимум черноморской трансгрессии, бассейн достиг современных границ Азовского моря, вызвал повышение солености вод выше современной. Это было связано с эвстатическим подъемом вод Мирового океана, Средиземноморья и Черноморского бассейна.

Казантипский комплекс фораминифер содержит 18 видов, с преобладанием родов: *Qinqueloculina* (20%) и *Ammonia* (60-70%), из которых широко представлены *Quinqueloculina bicornis, Q. consobrina, Q. seminulum, Ammonia tepida, Ammonia ammoniformis, A. parasovica, A. parkinsoniana, Criproelphidium depressulum* и др. В образцах Азовского моря не встречены черноморские эндемики *Ammonia caucasica, Mayerella brotzkayae* и редко встречаются средиземноморские иммигранты, такие как *Ammonia compacta*. Соленость бассейна колебалась от 13 до 18 ‰.

Новоазовские осадки указывают на постепенное ослабление связи новоазовского бассейна с черноморским и позволяют судить о его опреснении по сравнению с бассейнами казантипского времени до 13‰. В дальнейшем новоазовский бассейн становится более замкнутым, благодаря сужению Керченского пролива, большое значение приобретает сток рек, значительное снижение солености вод до современного (5-9 ‰).

Комплекс фораминифер новоазовских слоев уже значительно обеднен и представлен 11 видами, среди которых преобладают *Ammonia caspica, Elphidium caspicum, E. ponticum, Cribroelphidium depressulum, Nonion matagordanus, Porosononion martcobi, P. subgranosus* и др.

В периоды трансгрессий черноморская фауна полностью заполняла акваторию Азовского моря, в результате чего быстро менялся состав фораминиферовых комплексов. Происходили резкие колебания границ бассейна от новоэвксинского озера до казантипского моря, и снова до опресненного бассейна, что сопровождалось изменением состава комплексов микрофауны. В эпохи регрессий Азов представлял собой прибрежную равнину с палеодельтами Дона.

НОВЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ГАЙОТАМ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

Плетнев С.П.[1] , Мельников М.Е [2]., Смирнова О.А.[1], Пунина Т.А. [3], Захаров Ю.Д [3]

[1]Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail : pletnev@poi.dvo.ru; Smirnova@poi.dvo.ru

[2]ФГУГП ГНЦ Южморгеология, Геленджик, e-mail: m_e_ melnikov@mail.ru

[3]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДГИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: pounta@mail.ru

NEW BIOSTRATIGRATHIC DATA ON GUYOTES OF THE MAGELLAN MOUNTS (PACIFIC OCEAN)

Pletnev S.P.[1] , Melnikov M.E [2]., Cmirnova O.A.[1], Pununa T.A. [3], Zakharov Yu. D. [3]

[1] V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of RAS (POI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: pletnev@poi.dvo.ru; Smirnova@poi.dvo.ru

[3]Far East Geological Institute DVO RAS (FEGI DVO RAS), Vladivostok, e-mail: pounta@mail.ru

Магеллановы горы являются объектом непрерывных комплексных геолого-геофизических исследований как отечественных, так и зарубежных исследователей начиная с 80-90 гг. XX в. Этот район западного сектора Тихого океана интересен по целому ряду позиций: 1) он расположен на наиболее древнем (среднеюрском) участке океанической коры; 2) является перспективным для добычи полезных ископаемых из железо-марганцевых корковых образований 3) большая протяженность (более 1300 км. - от Марианской системы желобов на западе и до поднятий Больших Каролинских и Маршалловых островов на юго-востоке), высокая плотность морфологически различных гайотов и, 4) наличие литологически стратифицированного осадочного чехла позиционирует их как важный источник информации для палеоокеанологических построений.

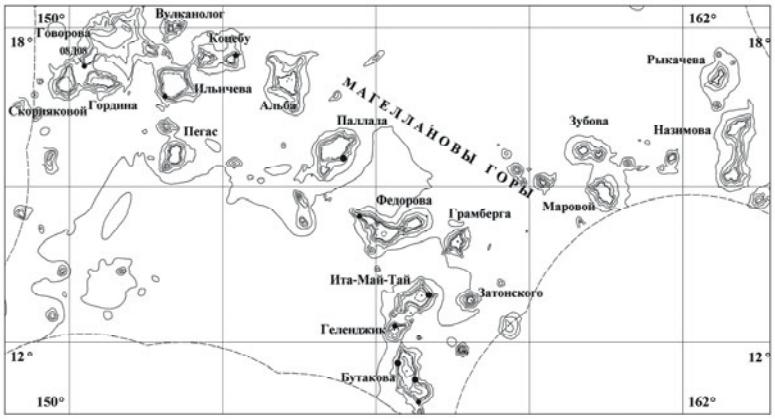


Рис.1. Географическое положение гайотов Магеллановых гор и западного крыла поднятия Маршалловых островов

Биостратиграфические исследования проведены по материалам морских экспедиций НИС "Геленджик" (2004-2010гг.), организованных ФГУГП ГНЦ "Южморгеология" с целью изучения геологического строения и оценки перспективных запасов редкоземельных металлов в марганцевооксидных рудах коркового типа Магеллановых гор. Палеонтологическая характеристика сообществ таких групп организмов, как фораминиферы, радиолярии, наннопланктон, кораллы, малакофауна, аммоноидеи и белемниты в интервале апт – кайнозой рассмотрена нами ранее [4; 9; 10]. В настоящей работе анализируются новые палеонтологические данные и факты в геологической истории гайотов Магеллановых гор.

Основания гайотов слагают вулканиты позднеюрского – раннемелового

времени, что хорошо согласуется со средне- и позднеюрским возрастами вулканитов плит смежных котловин Пигафета и Сайпан. Цоколь гайотов образуют толеитовые разновидности базальтов, а многочисленные вулканические постройки на вершинном плато и верхней части склонов – субщелочные и щелочные дифференциаты. Абсолютный возраст базальтов варьирует от 120 млн. лет на гайоте Ита-Май-Тай и до 86.2 млн. лет на гайоте Федорова. Осадочные породы гайота Федорова по палеонтологическим данным имеют более древний возраст, чем K-Ar даты. Пространственно-временной анализ наиболее древних фоссилий и датированных магматических пород с разных гайотов пока не позволяет проследить какой - либо возрастной тренд с запада на восток.

Главную роль в истории Магеллановых гор, вероятно, сыграли тектономагматические события на рубеже юры-мела или чуть ранее, которые и сформировали основные морфологические черты будущих гайотов. Развитие гайотов в апте – раннем палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, колебаний уровня моря, абразией и рифообрастанием. В дальнейшем гайоты испытали погружение, на что указывают глубоководные фации позднего кайнозоя.

Особого внимания заслуживает повсеместный перерыв осадконакопления в олигоцене, природа которого пока не вполне ясна. Не исключено, что этот перерыв связан с прохождением Магеллановых гор в олигоцене через зону действия приэкваториального палеопротивотечения Кромвелла, которое ныне охватывает интервал глубин 100 - 500м, а его скорости достигают 150 см /с. Такие высокие придонные скорости могли препятствовать аккумуляции донных осадков.

”Трансгрессивные” и "регрессивные" фазы ранее выделены в развитии гайотов Магеллановых гор на основе анализа литологических параметров и соотношения остатков макро- и микрофаун. Их влияние отразилось в цикличности формирования типоморфных горных пород. Трансгрессивные фазы имели место в периоды: поздний альб-сеноман, поздний кампан-средний маастрихт, поздний палеоцен-начало позднего эоцена и поздний кайнозой. В перерывах между трансгрессиями расширялись площади мелководного осадконакопления, а в мелу и олигоцене возникали хиатусы.

В истории седиментогенеза Магеллановых и Срединно-Тихоокеанских гор имело место накопление оолитовых известняков, стратиграфическое положение которых не ясно. В 2010 г на гайоте Ита-Май-Таи скважина 37Б85 вскрыла оолитовый известняк, со следами сверлильщиков, заполненными карбонатной массой, в которой отмечены единичные хорошо сохранившиеся раковины фораминифер *Whiteinella baltica* Douglas and Rankin, что указывает на формирование вмещающих осадков не ранее, чем во второй половине сеномана (биозона *Rotalipora cushmani*). Можно предполагать, что материнская порода имела еще более древний возраст и время образования оолитовых известняков возможно приходится на апт – альб.

Выполнен значительный объем работ по определению возраста отдельных слоев на основе анализа планктонных фораминифер в разрезах рудных корок Магеллановых гор, которые ранее были датированы только по наннопланктону [1]. Среди полученных результатов заслуживают внимания находки в керне буровой скважины слоев погребенных конкреций на гайоте Бутакова, датируемых второй половиной сеномана (зона Rotalipora cushmani) и реликтового рудного прослоя (конец маастрихта - ранний палеоцен). Большой объем новых фораминиферовых данных по гайотам Магеллановых гор поднятия Маршалловых островов позволил внести коррективы по сравнению с результатами по наннопланктону. Возраст слоев, согласно принятой ранее нумерации (Мельников, 2005), в кайнозойском рудном разрезе датирован по фораминиферам (снизу вверх): 1-1-поздний палеоцен-первая половина раннего эоцена;

1–2 – средний эоцен – первая половина позднего эоцена; 11– поздний миоцен и 111 – плейстоцен. Выделен реликтовый слой (R), возраст которого - поздний кампан - маастрихт. Установлено, что развитие корок – процесс длительный и дискретный во времени: периоды формирования слоев разделены перерывами протяженностью несколько миллионов лет и более. Так, перерыв между образованием слоев I–2 и II в отдельных случаях может превышать 25 млн. лет. Отмечается выдержанность единого разреза корок не только в пределах Магеллановых гор, но и на соседних поднятиях Маркус – Уэйк, Уэйк – Неккер и Маршалловых островов (Мельников, Плетнев, 2011). Это позволяет сделать важный вывод о стадийности процесса роста рудных корок в исследуемом регионе. Причем этапы активизации роста рудных образований в мелу и палеогене совпадают с началом трансгрессивных фаз.

Впервые, на гайотах Говорова, Паллада, Грамберга (Магеллановы горы) и Зубова (поднятие Маршалловых островов) по радиоляриям и планктонным фораминиферам зафиксировано аноксидное событие в сеномане (МСЕ). Своеобразие условий седиментации этого времени нашло свое отражении в накоплении глин и алевропелитов. На гайоте Говорова в уплотненных коричневых глинах обнаружены единичные раковины планктонных фораминифер (*Rotalipora cushmani)*. Подобные глины подняты и со склона гайота Грамберга, в которых помимо *R. cushmani* встречены *R. reicheli, Praeglobotruncana sp.,* что позволяет их датировать второй половиной сеномана. Более уверенная приуроченность формирования глинистых отложений района исследований к Среднесеноманскому событию (МСЕ) получена по данным радиоляриевого анализа.

Остатки радиолярий впервые выделены из 21 образца полулитифицированных и уплотненных глинистых отложений, опробованных на 5-ти станциях на гайоте Говорова (= ДВГИ или МА 8); 2-х станциях на гайоте Паллада (=Находка или МА 30) Магеллановых гор, а также на 1-й станции на гайоте Зубова (=МЖ-33), который принадлежит поднятию Маршалловых островов.

На основе сравнения с таксонами, описанными в хорошо известной литературе по радиоляриям верхнего мезозоя Тетической, Атлантической и Тихоокеанской областей установлено, что изученные комплексы радиолярий содержат целый ряд общих видов, как стратиграфически ограниченных, так и видов широких возрастных диапазонов, а также примесь переотложенных радиоляриевых микрофоссилий. Эти данные свидетельствуют о принадлежности изученных таксонов (за исключением переотложенных) к некогда единой ассоциации радиолярий, что дает нам основания для выделения в районе исследований слоев с **Quadrigastrum oculus - Dactyliosphaera lepta.**

Проанализированная ассоциация радиолярий наиболее успешно сопоставляется со среднемеловыми ассоциациями из низкоширотных разрезов Тетиса. Слои с **Quadrigastrum oculus - Dactyliosphaera lepta** коррелируются с верхней частью подзоны Spica – нижней частью подзоны Biacuta зоны Silviae (= UAZ 17-18) [7], или верхней частью зоны Spica – нижней частью зоны Biacuta согласно O'Dogherty and Guex [8]. С учетом современной модификации стратиграфических диапазонов видов [6] возраст слоев с **Quadrigastrum oculus - Dactyliosphaera lepta** может быть ограничен самой верхней частью среднего – началом позднего сеномана. Последние появления переотложенных видов радиолярий из перечисленных местонахождений, насколько известно в настоящее время, имеют место до указанного уровня.

Кроме того, ассоциация радиолярий слоев с **Quadrigastrum oculus - Dactyliosphaera lepta**, вполне уверенно сопоставляется с одновозрастной ассоциацией из самой нижней части черных сланцев уровня Бонэрелли (BL=OAE2 -

глобальное Океаническое Аноксийное Событие–2,) в его типовом местонахождении (разрез Bottaccione, центральная Италия) и из самой верхней части подстилающих их известняков. По данным [5] BL представляет собой цикл отложения черных сланцев, берущий начало в середине Сеномана в пределах зоны планктонных фораминифер Rotalipora cushmani с краткосрочного Среднесеноманского События (МСЕ). В настоящее время МСЕ уверенно скоррелировано по различным бассейнам и океанам и их обрамлению, что указывает на его глобальное распространение. Это событие связывается со значительным падением уровня моря и крупномасштабными изменениями в структуре океана и циркуляции его вод и, как следствие, с изменением режимов седиментации и с биотическим кризисом.

Данные радиоляриевого анализа позволяют нам предполагать, что, по крайней мере, часть глинистых отложений осадочного чехла Магеллановых была накоплена во время МСЕ и сопровождалась эрозией и переотложением осадков, сформировавшихся до МСЕ и содержавших остатки более древних микрофоссилий. Отсутствие в их составе черных сланцев может быть обусловлено тем, что полностью бескислородная обстановка могла и не развиваться на приподнятых участках морского дна, таких как подводные горы и гайоты, изолированных от сноса органического вещества с континентов.

Полученные нами изотопные данные по белемниту с гайота Геленджик указывают на низкие придонные температуры раннего маастрихта, равные 9-10^{0}C [10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мельников М.Е., Пуляева И.А.* (1994). Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеан. геология. № 4. С. 13-27.

2. *Мельников М.Е.* (2005). Месторождение кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик. 230 с.

3. *Плетнев С.П.* (2010). Мезо-кайнозойские отложения Магеллановых гор // Материалы 1V Международного симпозиума "Эволюция жизни на Земде". Томск. С. 388-391.

4. *Плетнев С.П., Мельников М.Е., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д.* (2010). Меловые отложения гайотов Магеллановых гор. Материалы 5-го Всероссийского совещания. Ульяновск. С.283-287.

5.*Coccioni R., Galeotti S.* (2003). The mid-Cenomanian Event: Prelude to OAE 2 // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 190. P. 427-440.

6. Erbacher J. Thurow J., Littke R. Evolution patterns of radiolaria and organic matter variation: a new approach to identify of sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments // Geology V.24, 1996. P. 499-502.

7. *Musavu-Mossavou B., Danelian T.,* et al. (2007). The Radiolarian biotic response during OAE2. A high-resolution study across the Bonarelli level at Bottaccione (Gubbo, Italy) // Revue de micropaleontologie. V.50. P. 253-287.

8. *O'Dogherty l.* (1994). Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolaria from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Memoires de Geologie Universite de Lausanne. 21. 548 p.

9. *O'Dogherty l., Guex J.* (2002). Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: relations with global paleoceanographic events // Micropaleontology. V.48. No. 1 P. 1-22.

10. *Smirnova O.L., Tochilina S.V.* (2011). Mid-Cretaceous Radiolaria from the sedimentary cover of the Magellan Seamounts (NW Pacific Ocean) and their relations with global paleoceanographic events // Proceedings of the Sixth International Conference "Environmental Micropaleontology, Microbiology and Meiobenthology", Moscow. P.258-260.

11. *Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Pletnev S.P.* et al. (2010). Supposed deep-water temperature fluctuations in the Central Pacific during latest Cretaceous time: first evidence from isotopic composition of belemnite rostra / Cephalopods – Present and Past (eds. Tanabe K., Shigeta Y., Sasaki T., Hirano H.). Tokai University Press, Tokyo. P. 267-285.

РОДЫ-ДВОЙНИКИ АГГЛЮТИНИРОВАННЫХ ФОРАМИНИФЕР И УСЛОВИЯ ИХ ОБИТАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ОТРЯДА ATAXOPHRAGMIIDA)

Подобина В.М.
Томский государственный университет (ТГУ), Томск, e-mail: podobina@ggf.tsu.ru

DOUBLE GENERA OF AGGLUTINATED FORAMINIFERS AND THEIR DWELLING CONDITIONS (ON THE EXAMPLE OF THE ATAXOPHRAGMIIDA ORDER

Podobina V.M.
Tomsk State University (TSU), Tomsk, e-mail: podobina@ggf.tsu.ru

На протяжении мезозоя и кайнозоя в пределах Западносибирского бассейна чередовались трансгрессивные и регрессивные циклы, с которыми связано изменение таксономического состава комплексов фораминифер. В моменты широкого распространения трансгрессий обнаружены морфологически более организованные раковины фораминифер. В регрессивные этапы преобладают примитивные формы.

Развитие рассматриваемых агглютинированных раковин морфологически усложненных фораминифер связано с трансгрессивным этапом бассейна. Мы относим их условно к первому типу организации и приводим для примера некоторых представителей этих организмов.

У раковин родов первого типа (морфологически прогрессивные формы) стенки разного химического состава в зависимости от условий обитания и в дальнейшем – от состава вмещающих пород. В карбонатных фациях обнаружены секреционно-известковые формы. Наряду с этими формами агглютинированные раковины состоят из зерен кальцита, скрепленного карбонатным цементом. В неизвестковых, зачастую терригенных или кремнистых глинах морфологически усложненные агглютинированные раковины имеют кварцево-кремнистую стенку. Если, к примеру, взять отряд Ataxophragmiida, то из-за разного химического состава стенки ранее выделяемых общих родов, их раковины морфологически оказались различными. Автором приведены три пары родов – "двойников" из отряда Ataxophragmiida: *Verneuilina* drOrbigny, 1840 – *Verneuilinoides* Loeblich et Tappan, 1949; *Gaudryina* drOrbigny, 1840 – *Gaudryinopsis* Podobina, 1975; *Marssonella* Cushman, 1933 – *Arenogaudryina* Podobina, 1975 и другие подобные пары родов (таблица 1).

Следует отметить, что первые из указанных пар родов первоначально устанавливались исследователями в карбонатных фациях Западной Европы и США. Вторые известны из глинистых, неизвестковых фаций других регионов и, в частности, в Западной Сибири и Северной Аляске и поэтому установлены как новые роды.

При рассмотрении развития фораминифер на протяжении фанерозоя выделены две параллельные ветви и третья промежуточная: первая ветвь – известковые секреционные формы; вторая – агглютинированные (агглютинат – известковый или кремнистый); третья – промежуточная – секреционно-агглютинированные формы (карбонатные или кремнистые) [11, 12]. Однако более примитивные роды, преобладающие в комплексах регрессивных этапов, могут развиваться как в карбонатных, так и терригенно-опоководных фациях, но морфологически они почти не отличаются. Эти выводы автором получены при исследованиях фораминифер из отложений мезозоя-кайнозоя Западной Сибири. Нужно отметить, что на протяжении этого периода известны только верхнекампан-маастрихтские отложения (ганькинская свита), представленные известковыми алевролитами и глинами. Поэтому появилась возможность выявить в разрезе верхнего мела этого региона на "пике" трансгрессий морфологически несколько сходные раковины, но имеющую стенку известковую или кварцево-кремнистую. Ранее показано развитие рода *Gaudryinopsis* Podobina, 1975 на

протяжении юры – мела – палеогена в трансгрессивные этапы Западносибирского бассейна [7]. Но в этом регионе в ганькинской свите, где алевролиты и глины известковые, присутствуют морфологически отличающиеся Ataxophragmiida, имеющие также агглютинированную, но известковую стенку (таблица 2).

Как показали исследования В.М. Подобиной, в группу рода *Gaudryina* drOrbigny, 1840 входили виды, раковины которых имеют разный химический состав стенки и очертание камер. Особи с угловатым или трехгранным поперечным сечением, в составе агглютината которых – зерна карбоната кальция, оставлены в объеме рода *Gaudryina* drOrbigny, 1840. Раковины округлого поперечного сечения и с закругленными камерами, имеющие в составе агглютината зерна кварца, были выделены в род *Gaudryinopsis* Podobina, 1975 [3,4,6].

Известный французский альбский вид *Gaudryina (Gaudryinopsis) filiformis* Berthelin [9] обнаружен В.М. Подобиной [7] в альбе Западной Сибири – в разрезе скв. Полярная 1 (гл. 1748,34 м; Туруханский р-н). Его туронские потомки – вид *Gaudryinopsis angustus* Podobina – относительно многочисленны в центральном районе этого региона, и их количественное преобладание связано с широким распространением раннетуронской трансгрессии. Соответствующие отложения выделены в зону *Gaudryinopsis angustus*. Первоначально В.М. Подобиной [3] этот вид установлен как туронский подвид альбского вида *G. filiformis* (Berthelin) *angusta* Podobina, а впоследствии – как самостоятельный вид *G. angustus* Podobina [6]. В Северной Канаде известен вид-викариант *Gaudryinopsis spiritensis* (Stelck et Wall), установленный Д. Воллом [13] в объеме рода *Gaudryina* в отложениях формации Blackstone, соответствующих по возрасту верхам сеномана – нижнему турону. В сантонских отложениях в пределах Западной Сибири известен вид *Gaudryinopsis vulgaris* (Kyprianova), также отличающийся широким латеральным и относительно узким вертикальным распространением.

В среднем эоцене (среднелюлинворская подсвита) наблюдается самая обширная палеогеновая трансгрессия. В отложениях среднего эоцена по распространению вида *Gaudryinopsis subbotinae* Podobina выделена одноименная зона фораминифер [5].

В среднеэоценовых отложениях Средней Азии аналогичны находки вида *Gaudryinopsis superturkestanica* (Bykova). Бореальная трансгрессия, широко распространенная с севера (из Арктики) в среднем эоцене, распространилась в южном направлении в пределы Западносибирского эпиконтинентального бассейна и далее через Тургайский пролив внедрилась со своими таксонами фораминифер в Среднеазиатский бассейн. Поэтому здесь известен, как указывалось, среднеэоценовый вид *Gaudryinopsis superturkestanica* (Bykova). Этот вид впервые установлен Н.К. Быковой [1] в среднем эоцене Восточных Кызыл-Кумов [8]. По морфологическим признакам и стратиграфическому положению *Gaudryinopsis superturkestanica* (Bykova) полностью соответствует своему северному викарианту *G. subbotinae* Podobina.

Приуроченность разных видов рода *Gaudryinopsis* и других родов отряда Ataxophragmiida к отложениям, соответствующим максимальным трансгрессиям, повышает их стратиграфическое и корреляционное значение и дает возможность уточнить возраст наиболее спорных стратонов. В этом отношении выявленное широкое латеральное и узкое вертикальное распространение вида *Gaudryinopsis subbotinae* Podobina и его викариантов, наряду с другими характерными видами, подтверждает среднеэоценовый возраст зоны *Gaudryinopsis subbotinae,* соответствующей среднелюлинворской подсвите люлинворской свиты одноименного горизонта.

По мнению автора, различие в химическом составе раковин морфологически, на первый взгляд, сходных родов в объеме более высоких таксонов даст возможность

найти "ключ" и приблизиться к установлению более естественной системы фораминифер, включая как ископаемые (в течение фанерозоя), так и современные формы. При этом необходимо ориентироваться прежде всего на химический состав стенки, а затем – на морфологию раковин. Если же на первое место поставить изучение строения протоплазмы фораминифер у современных форм, то единой системы фораминифер, охватывающей огромный "объем" ископаемых фанерозоя, в том числе вымерших отрядов, не получится. Необходимо создавать тогда две системы фораминифер – ископаемых и современных таксонов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Быкова Н.К.* (1959). К вопросу о закономерностях филогенетического развития фораминифер в условиях периодически изменяющейся среды // Труды II сессии Всесоюзного палеонтологического общества. М.: ВПО. С. 63-75.

2. *Основы* палеонтологии (1959). Справочник для палеонтологов и геологов СССР. Общая часть: Простейшие / под ред. Д.М. Раузер-Черноусовой и А.В. Фурсенко. М.: Изд-во АН СССР. С. 224-225.

3. *Подобина В.М.* (1975). Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Том. ун-та. С. 51-52.

4. *Подобина В.М.* (1989). Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та. С. 42-43.

5. *Подобина В.М.* (1998). Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ. С. 22-28.

6. *Подобина В.М.* (2000). Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ. С. 33-34; 38-39.

7. *Подобина В.М., Татьянин Г.М.* (2011). Распространение фораминифер рода *Gaudryinopsis* в юре – палеогене Западной Сибири. Вестник Томского госуниверситета. № 346. С. 189-192.

8. *Практическое руководство* по микрофауне, том 8. (2005). Фораминиферы кайнозоя. С.-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ. С. 240-241, табл. 23, фиг. 12.

9. *Berthelin G.* (1880). Memoire sur les Foraminiferes fossiles de l'Etage Albien de Moncley (Doubs) // Mйmoires de la Sociйtй Gйologique de France. Ser. 3. V. 1, № 5. 84 p.

10. *Loeblich A.R., Tappan H.* (1964). Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C, Protista 2 (Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida) // The University of Kansas Press and the Geological Society of America. V. 1. P. 267-268.

11. *Podobina V.M.* (1990). Composition and microstructure of agglutinated foraminifer wall // Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera. Dortrecht: Kluwer Acad. Publ. Ser. C. V. 327. P. 19-23.

12. *Podobina V.M.* (1993). New data on composition and microstructure of agglutinated foraminiferal wall // Abstracts to 4th International Workshop on, Agglutinated Foraminifers in Krakow (Poland, September, 12-19, 1993). P. 24.

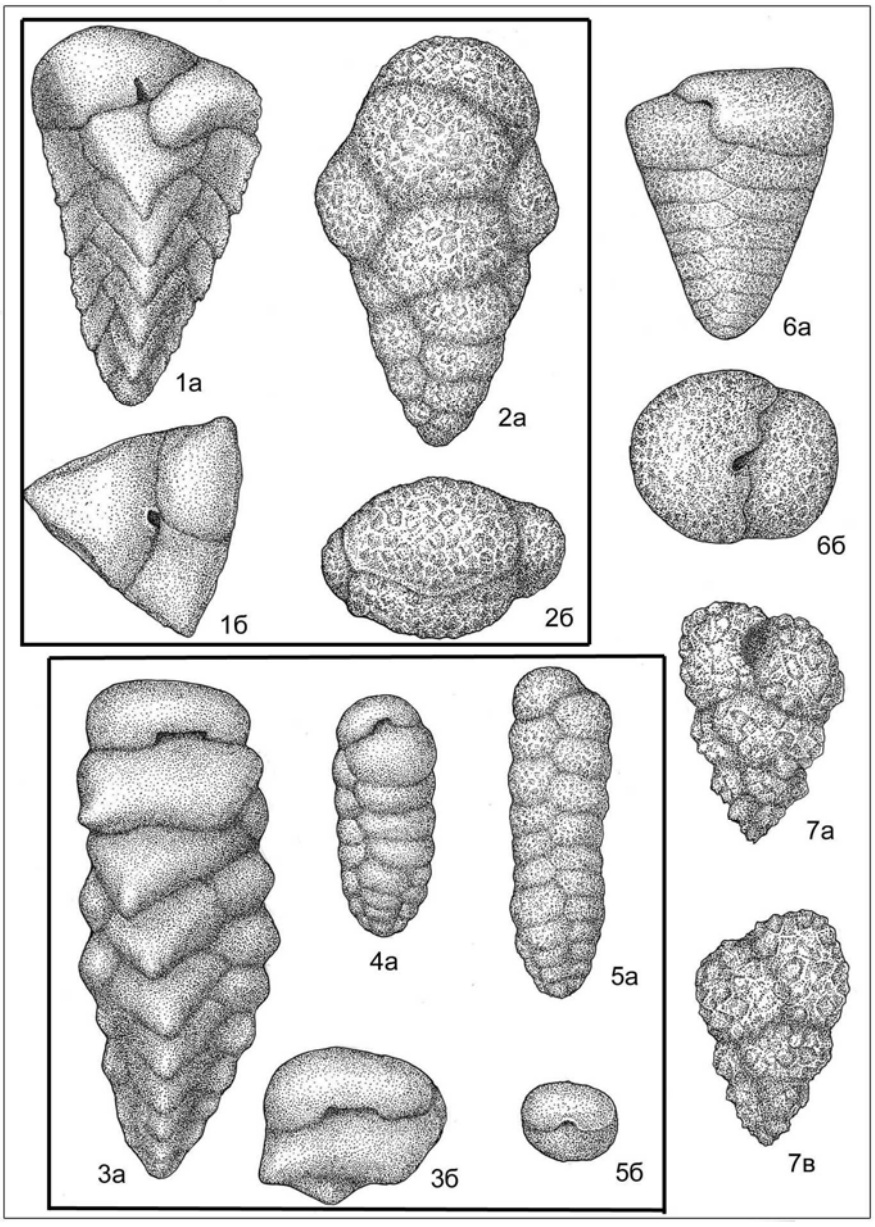
13. *Wall J.* (1967). Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. Bull. 20. P. 80.

В таблице 1 представлены некоторые роды-«двойники» из отряда Ataxophragmiida. Рисунки родов взяты из опубликованных работ. Изображения видов родов *Verneuilinoides* Loeblich et Tappan, 1949; *Gaudryinopsis* Podobina, 1975; *Arenogaudryina* Podobina, 75 взяты из монографий В.М. Подобиной [3, 4]. Вид рода *Verneuilina* drOrbigny, 1840 – копия рисунка из монографии Loeblich и Tappan [10]; вид рода *Marssonella* Cushman, 1933 – из справочника [2]; *а, в* – вид с боковых сторон; *б* – вид со стороны устья.

Фиг. 1. *Verneuilina tricarinata* d'Orbigny. Верхний мел (сенон), Франция [10]. Фиг. 2. *Verneuilinoides canadensis* (Cushman). Оригинал № 400 из коллекции Томского госуниверситета. Западная Сибирь, Томская область, Васюганский профиль, скв. 1-к, гл. 372,5-367,5 м; верхний сантон, славгородский горизонт, х60 [4]. Фиг. 3. *Gaudryina rugosa* drOrbigny subsp. *spinulosa* Neckaja. Экз. № 816 в коллекции Томского госуниверситета. Западная Сибирь, Томская область, бассейн р. Парабели, скв. 28, гл. 238,0 м; нижний маастрихт, ганькинский горизонт, х60 [3, 6]. Фиг. 4-5. *Gaudryinopsis*

angustus Podobina *(=G. ftliformis* (Berthelin) subsp. *angusta* Podobina, 1975): 4 – паратип № 382а в коллекции Томского госуниверситета. Западная Сибирь, Омская область, Камышловская площадь, скв. 1-р, гл. 958,03-951,93 м; нижний турон, кузнецовский горизонт, х80; 5 - паратип № 382. Западная Сибирь, Томская область, Васюганский профиль, скв. 1-гк, гл. 731,7-722,8 м; нижний турон, кузнецовский горизонт, х80 [3, 6]. Фиг. 6. *Marssonella oxycona* Reuss. Верхний мел, Германия, х50 [2]. Фиг. 7. *Arenogaudryina granosa* Podobina. Паратип № 388 в коллекции Томского госуниверситета. Западная Сибирь, Томская область, Средне-Парабельская площадь, скв. 14-к, гл. 254,0 м; нижний сантон, славгородский горизонт, х80 [3].

Таблица 1



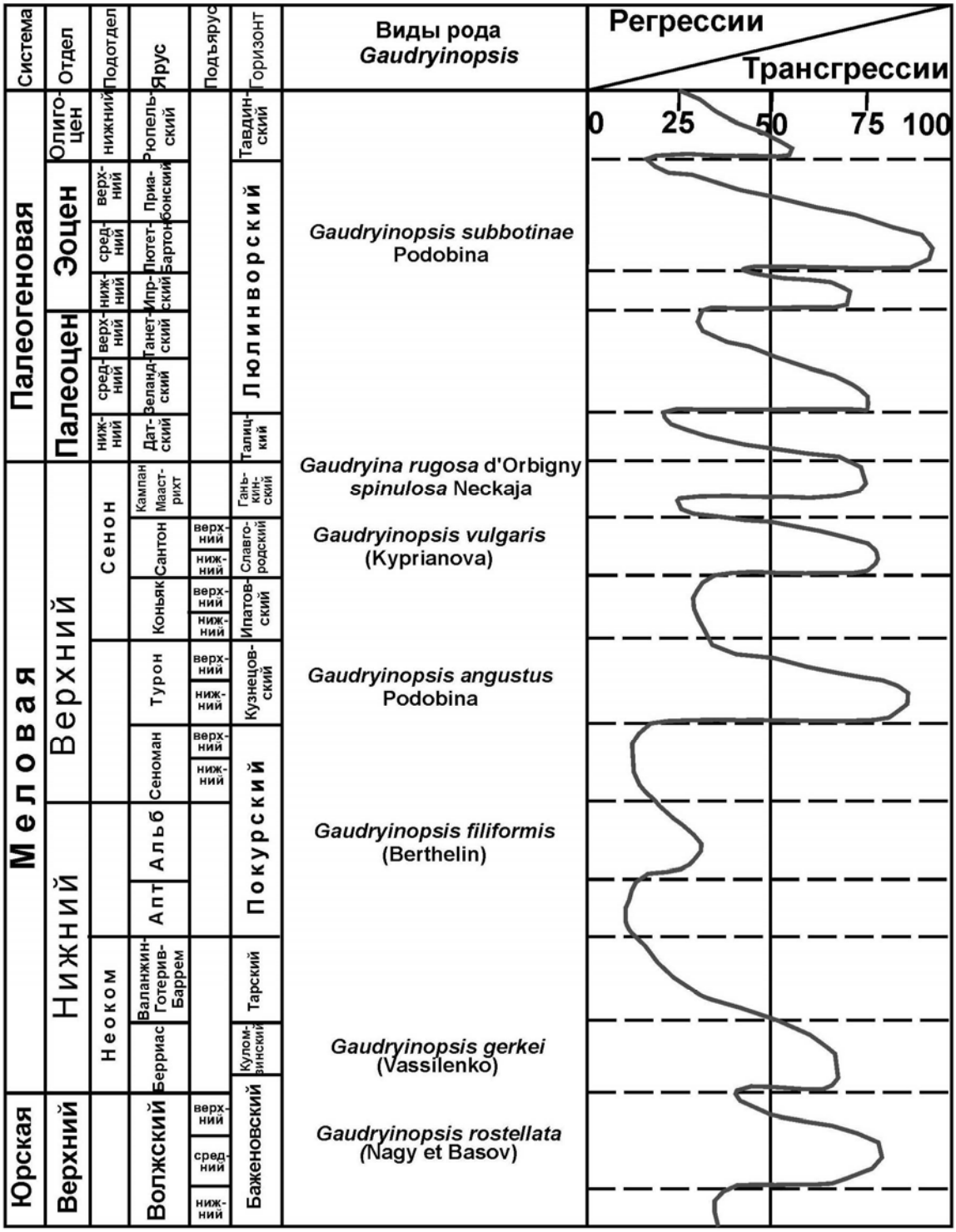


Таблица 2. Схема развития видов родов *Gaudryinopsis* Podobina, 1975 и *Gaudryina* d`Orbigny, 1840 в разрезе верхней юры – мела – палеогена Западной Сибири.

Примечание: 25, 50, 75, 100 - % территории Западной Сибири, условно занятой морским бассейном.

ПРЕОБЛАДАНИЕ ПРИМИТИВНЫХ ФОРАМИНИФЕР В ПАЛЕОЦЕНОЗАХ НА СПАДЕ ТРАНСГРЕССИЙ В ПОЗДНЕЙ ЮРЕ, МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Подобина В.М., Татьянин Г.М.
Томский государственный университет (ТГУ), Томск, e-mail: podobina@ggf.tsu.ru

PREDOMINANCE OF PRIMITIVE FORAMINIFERS DURING THE RECESSION OF TRANSGRESSIONS IN THE LATE JURASSIC, CRETACEOUS AND PALEOGENE OF WESTERN SIBERIA

Podobina V.M., Tatyanin G.M.
Tomsk State University (TSU), Tomsk, e-mail: podobina@ggf.tsu.ru

В мезозое и кайнозое на завершающих этапах трансгрессий преобладали палеоценозы примитивно устроенных фораминифер. Нахождение этих палеоценозов обычно характерно для обмелевшего и, возможно, несколько опресненного бассейна, что связано с проявлением восходящих тектонических движений. Наблюдаются неоднократные подобные изменения в фауне фораминифер при отступлениях трансгрессий с территории Западной Сибири. Можно отметить появление в поздневолжское время комплекса с *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella volossatovi*, отличающегося преобладанием спирально-плоскостных форм рода *Ammodiscus* и единичных более усложненных *Evolutinella* и др. Эти фораминиферы, приуроченные к верхним слоям баженовского горизонта, появились на смену предыдущего средневолжского комплекса с *Dorothia tortuosa*, *Spiroplectammina vicinalis*, отличающегося более разнообразным систематическим составом и усложненной организацией раковин. Типовой верхневолжский комплекс с *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella volossatovi* установлен в разрезе скв. 1, гл. 1971,0 м (Северо-Лымбельская площадь, Томская область) и характеризуется сравнительно постоянным систематическим составом преобладающих примитивных форм (пал. табл. 1).

Верхняя граница между юрой и мелом проходит внутри почти однообразных глинистых пород баженовской свиты и ее возрастных аналогов. По литологическим признакам и каротажным диаграммам эта граница не устанавливается. Она может быть прослежена только по исчезновению поздневолжских фораминифер зоны *Ammodiscus veteranus* и *Evolutinella volossatovi* и по появлению берриасских фораминифер (комплекс с *Trochammina rosaceaformis,* комплекс с *Gaudryinopsis gerkei*). Они значительно отличаются по систематическому составу от комплекса с *Ammodiscus veteranus, Evolutinella volossatovi* и отражают начало нового этапа в их развитии на фоне снова увеличенной в размерах, как в средневолжское время (латерально и на глубину), раннеберриасской (позднебаженовской) трансгрессии [4].

В позднемеловую эпоху обмеление бассейна наблюдается к концу сантонского века при накоплении верхних слоев славгородской свиты. Здесь позднесантонский комплекс преимущественно агглютинированных кварцево-кремнистых фораминифер с *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa* сменяется раннекампанским с *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus*, отличающимся преобладанием примитивных фораминифер. В нем совместно находятся реликтовые позднесантонские и впервые здесь появившиеся позднекампанские фораминиферы с агглютинированной кварцево-кремнистой и агглютинированной известковой стенкой наряду с единичными секреционно-известковыми раковинами (роды *Eponides*, *Gavelinella*, *Cibicidoides*, *Nonionellina* и др.). В восточном районе этот комплекс состоит почти полностью из примитивных форм родов: *Psammosphaera*, *Saccammina*, *Bathysiphon*, *Hyperammina*, *Glomospira*. Но выше по разрезу уже в нижних слоях ганькинской свиты появляется позднекампанский комплекс с *Cibicidoides primus*, почти полностью состоящий из

секреционно-известковых, более сложной организации раковин. Такая резкая смена в комплексах фораминифер может быть объяснена изменением распространения бореальной трансгрессии (сеноман-сантонской) на кампан-маастрихтскую уже с юга – через Тургайский и другие проливы. В сравнении с кампанскими фораминиферовыми зонами Восточно-Европейской (Русской) платформы, в Западной Сибири на рубеже между самыми нижними и верхними слоями кампана отмечается выпадение из разреза ряда средних зон. По-видимому, это выпадение зон связано с проявлением положительных тектонических движений, в конечном итоге приведшим к осушению территории и частичному размыву пород кампана, выведенных на дневную поверхность. В связи с поднятием в это время северной части Западной Сибири и опусканием ее южной территории наблюдается изменение направления трансгрессии, распространившейся, как указано выше, с юга (из Средней Азии). Как в данном случае, так и в других веках смене направления трансгрессии соответствует выпадение из разреза части слоев или фораминиферовых зон. Так, среднекампанским зонам, известным на Восточно-Европейской (Русской) платформе, таким как *Cibicidoides temirensis* (нижний кампан) и *Brotzenella monterellensis* (верхний кампан) *Globorotalites emdyensis* (его большая нижняя часть), в Западной Сибири аналогов не обнаружено [1,2]. Пал. табл. II.

На рубеже верхнего эоцена – нижнего олигоцена предполагается выпадение ряда фораминиферовых зон в еще большем диапазоне, чем в кампане. Это явление можно объяснить усилением восходящих тектонических движений в Западной Сибири и выводом на дневную поверхность верхних слоев люлинворской свиты верхнего эоцена. В связи с этими событиями наблюдается изменение направления бореальной (люлинворской) трансгрессии на южную (тавдинскую). Поэтому по сравнению с зональной шкалой палеогена по бентосным фораминиферам Восточно-Европейской платформы и Средней Азии аналоги таких зон как *Bolivina antegressa* и, по-видимому, большая верхняя часть зоны *Bolivina jacksonensis* (верхний эоцен) в Западной Сибири не обнаружено [3].

Следовательно, смене в направлениях трансгрессий, обусловленных тектоническими движениями, соответствуют резкие изменения в систематическом составе комплексов фораминифер. Как отмечено, с этой сменой связано выпадение из разреза ряда фораминиферовых зон, соответствующих подъярусным или другим подразделениям общей стратиграфической шкалы в мелу и палеогене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Подобина В.М.* (2000). Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во Научно-технической лит-ры (НТЛ). 387 с.

2. *Подобина В.М.* (2009). Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: Томский государственный университет. 432 с.

3. *Подобина В.М.* (1998). Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во Научно-технической лит-ры (НТЛ). 337 с.

4. *Podobina V.M., Tatyanin G.M.* (1996). Stratigraphy of the Upper Jurassic of Western Siberia based on foraminifers // Ed. A.C. Riccardi. Advances in Jurassic Research. Volume of Papers to the 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Mendoza, Argentina, October 18-23 1994. Geo-Research Forum., Transtec Publications Ltd, Switzerland. V.1-2. P. 215-220.

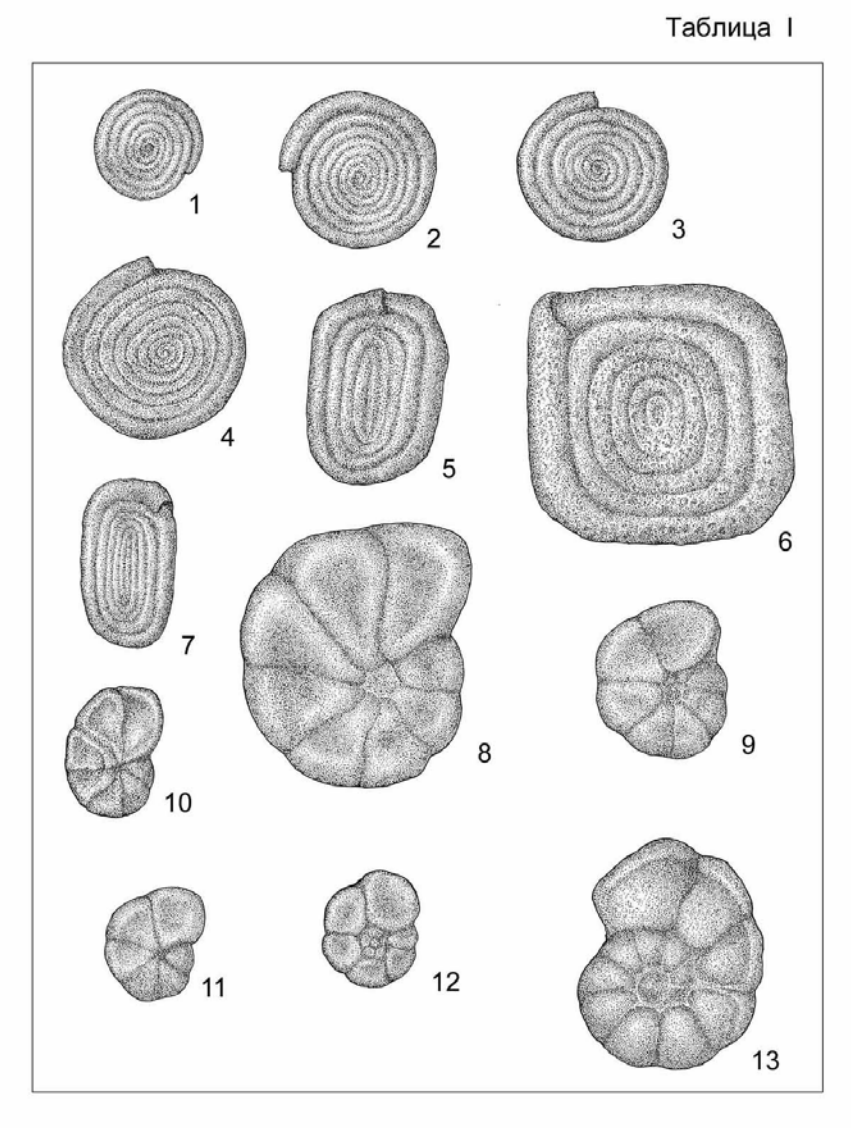


Таблица I. Фораминиферы комплекса с *Ammodiscus veteranus*, *Evolutinella volossatovi*; Западная Сибирь, Томская область, Северо-Лымбельская пл., скв. 1, гл. 1971 м; баженовский горизонт, волжский ярус, верхневолжский подъярус; x80. Фиг. 1-7. *Ammodiscus veteranus* Kosyreva. Фиг. 8-13. *Evolutinella volossatovi* Scharovskaja

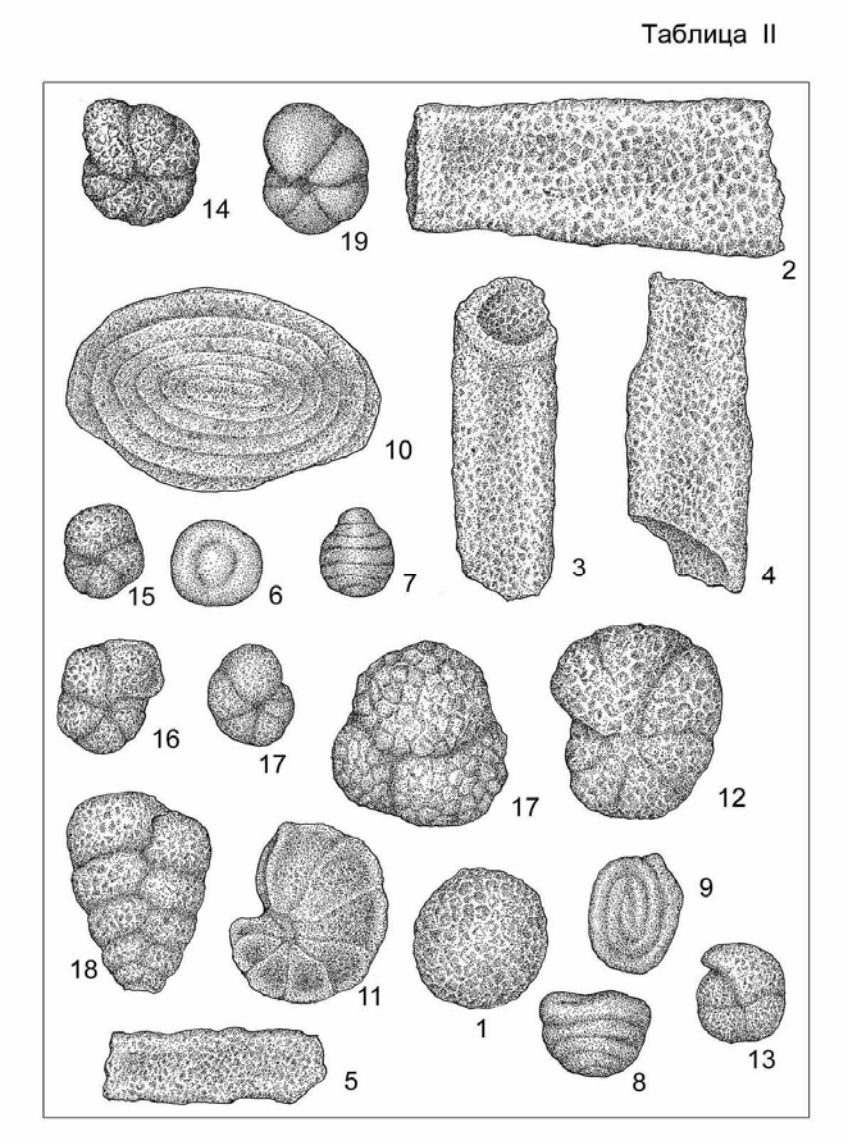


Таблица II. Фораминиферы комплекса с *Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus;* Западная Сибирь, бассейн р. Парабель (Чижапская партия), скв. 10, гл. 320,0 м; славгородский горизонт, кампан, нижний подъярус; х56.

Фиг. 1. *Psammosphaera laevigata* White. Фиг. 2-5. *Bathysiphon vitta* Nauss. Фиг. 6-8. *Glomospira corona* Cushman et Jarvis. Фиг. 9. *Glomospirella gaultina* (Berthelin). Фиг. 10. *Ammodiscus cretaceus* (Reuss). Фиг. 11. *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova. Фиг. 12. *Haplophragmoides tumidus* Podobina. Фиг. 13. *Cribrostomoides exploratus* Podobina. Фиг. 14-17. *Recurvoides magnificus* Podobina. Фиг. 18. *Dorothia pupoides* (drOrbigny) *ovata* Podobina. Фиг. 19. *Anomalinoides falsiplanctonicus* (Balakhmatova).

Таблица III

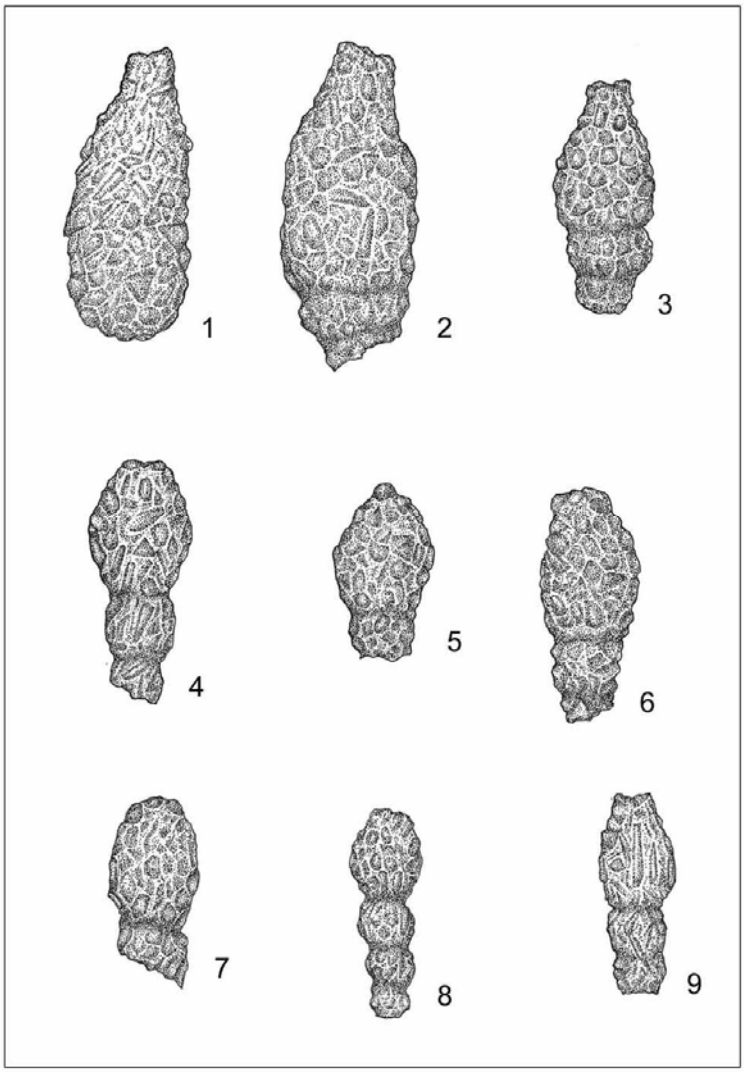


Таблица III. Фораминиферы комплекса с *Reophax subfiisiformis, R. dentaliniformis*; Западная Сибирь; люлинворский горизонт, эоцен, верхний подъярус; x56.

Фиг. 1-3, 6. *Reophax* cf. *difflugiformis* Brady: 1 – Томская область, меридиональное течение р. Васюган (Западная партия), скв. 3, гл. 438,0 м; 2 – Томская область, меридиональное течение р. Васюган (Западная партия), скв. 1, гл. 454,0 м; 3 – Томская область, меридиональное течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 454,0 м; 6 – Там же, скв. 3, гл. 438,0 м.

Фиг. 4, 7. *Reophax* cf. *subfiisiformis* Earland: 4 – Томская область, меридиональное течение р. Васюган (Западная партия), скв. I, гл. 464,0 м; 7 – Там же, скв. 2, гл. 454,0 м.

Фиг. 5, 6. *Reophax* cf. *ampullacea* Brady: 5 – Омская область, Тарский профиль, скв. 46-к, интервал глубин 319,3-318,6 м; 6 – Томская область, меридиональное течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 454,0 м.

Фиг. 8-9. *Reophax dentaliniformis* Brady: 8 – Томская область, меридиональное течение р. Васюган (Западная партия), скв. 2, гл. 459,0 м; 9 – Там же, скв. 2, гл. 464,4 м.

О НАХОДКАХ *EOSIGMOILINA* (ФОРАМИНИФЕРЫ) В РАЗРЕЗАХ СРЕДНЕГО УРАЛА

Пономарева Г.Ю.
Пермский государственный национальный исследовательский университет (ПГНИУ), Пермь, e-mail: galina@tiron.ru

ABOUT FIND OF *EOSIGMOILINA* (FORAMINIFERA) IN THE SECTIONS OF THE MIDDLE URAL

Ponomareva G.Yu.
Perm State National Research University (PRNRU), Perm, e-mail: galina@tiron.ru

Эосигмоилины – своеобразные представители семейства *Archaediscidae,* характеризующиеся особым сигмоилиновым способом навивания и очень тонкой, почти стекловатой стенкой, без видимой лучистости. В настоящее время этот род относится к подсемейству *Archaediscinae* [5] наряду с *Archaediscus, Betpakodiscus, Brownediscus* и *Planospirodiscus*. Ранее М.В. Вдовенко рассматривала его по указанным особенностям в составе нового подсемейства *Eosigmoilininae* [4]. Подсемейство выделялось Н.Е. Бражниковой и М.В. Вдовенко в объеме двух родов, *Eosigmoilina* и *Brenckleina*, и вида *Archaediscus (?) cornuspiroides* Brazhn. et Vdov. Первые два рода встречаются в серпуховском ярусе, главным образом в его верхней части, *Archaediscus (?) cornuspiroides* известен в верхневизейском подъярусе и реже в серпуховском ярусе. Эти три формы распространены в Донецком бассейне, Средней Азии, Англии, Северной Африке, Северной Америке. Эосигмоилины и *Brenckleina rugosa* – это коротко живущие формы, биозоны которых не выходят за пределы двух зон последней фораминиферовой шкалы карбона [6]: Monotaxinoides transitorius и Plectostaffella varvariensis. По этой причине они входят в зональный комплекс этих двух зон и чрезвычайно важны для межконтинентальной корреляции с Северной Америкой и обоснования возраста даже в отсутствии видов-индексов.

Теперь обратимся к нашему материалу. Мной изучены разрезы западного склона Среднего и Северного Урала (бассейны рек Вишеры и Косьвы). В некоторых из них в кровле серпуховского яруса в массовых количествах присутствуют поперечные и косые сечения неких архедисцид небольшого размера, с плоскоспиральными последними оборотами, с тонкой светлой стенкой (табл., фиг. 1, 2). Крайне редко встречаются парааксиальные (табл., фиг. 3, 4) или косые сечения, некоторые из них напоминают *Eosigmoilina (?) minuta* Brazhn. Предъявить осевые сечения типичных эосигмоилин долгое время возможности не было. Изрядную долю сомнения вносили и вмещающие породы. В Северной Америке, Донецком бассейне [2] и на Среднем Тянь-Шане [8] эосигмоилины фациально связаны с глинистыми, скрытозернистыми или шламовыми известняками. В наших разрезах – это нормальные органогенно-детритовые известняки, часто мшанково-архедисцидовые с поровым тонкозернистым цементом. Поэтому указанные формы определялись мной сначала как *Archaediscus (?) cornuspiroides* Brazhn. et Vdov., а затем по М.М. Марфенковой – *Betpakodiscus cornuspiroides* (Brazhn. et Vdov.) [7]. Однако в настоящее время эта точка зрения изменилась. Раковины *Betpakodiscus* и *Archaediscus (?) cornuspiroides* очень похожи, но имеется ряд серьезных отличий. Бетпакодискусы отличаются двухслойной стенкой, большим количеством эволютных оборотов, большим диаметром. Обе формы распространены преимущественно в визейском ярусе и не отмечены в кровле серпуховского яруса. В разрезе Малая Инья (бассейн р. Вишеры, Сев. Урал) в основании серпуховского яруса также описаны несколько экземпляров плоскоспиральных архедисцид с тонкой светлой стенкой (табл., фиг. 10, 11), за

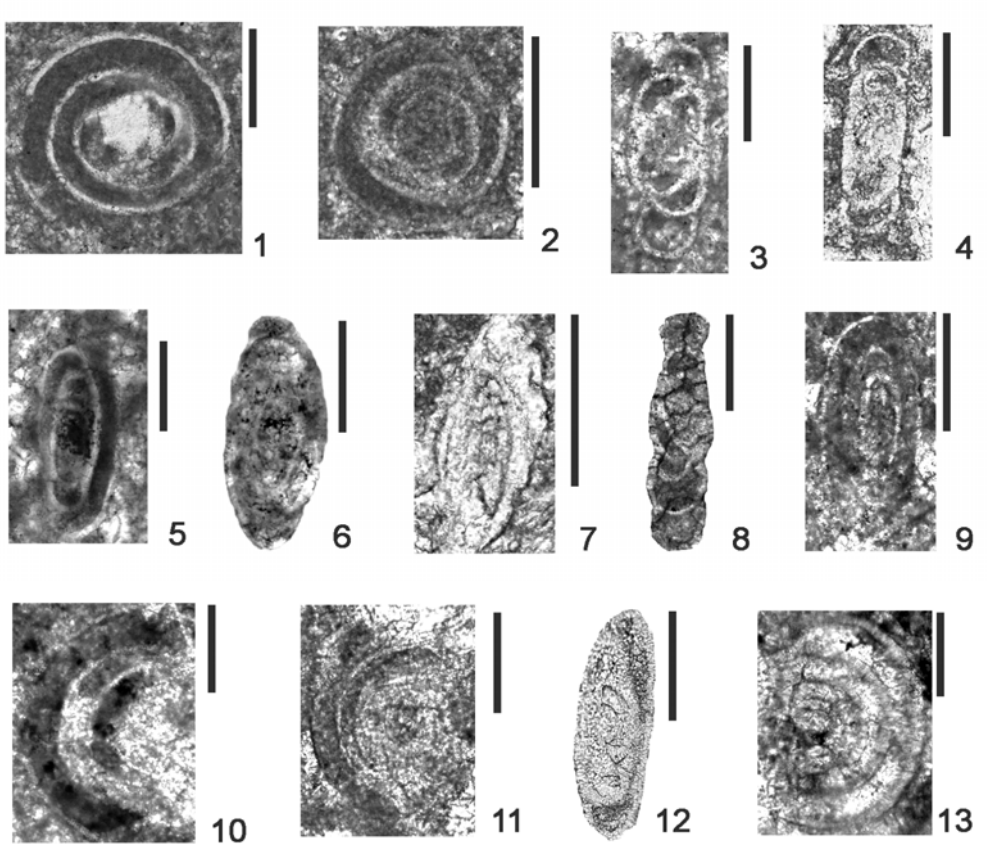


Таблица. Эосигмоилины и близкие формы в разрезах западного склона Северного и Среднего Урала, масштабный отрезок во всех случаях равен 0,1 мм. **1–3, 10–11.** *Archaediscus cornuspiroides* Brazhn. et Vdov. 1, 2, 10, 11 – субмедианные сечения: 1 – обр. 413-14-10 (7), разрез Верхняя Губаха, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт; 2 – обр. 416-35-II-12, разрез Нижняя Губаха, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт; 10 – обр. 445-11в (4), разрез Малая Инья, зона Neoarchaediscus postrugosus–Eolasiodiscus donbassicus–Janischewskina delicata, косогорский горизонт; 11 – обр. 445-12д (1), разрез Малая Инья, зона Neoarchaediscus postrugosus–Eolasiodiscus donbassicus–Janischewskina delicata, косогорский горизонт; 3 – парааксиальное сечение, обр. 413-14-9 (9), разрез Верхняя Губаха, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт. **4, 13.** *Archaediscus compressa* Vdov. 4 – парааксиальное сечение, обр. 2003-15ж, разрез Язьва, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт; 13 – поперечное сечение, обр. 445-13-5 (1), разрез Малая Инья, зона Neoarchaediscus postrugosus–Eolasiodiscus donbassicus–Janischewskina delicata, косогорский горизонт. **5, 6, 9**. *Eosigmoilina explicata* Gan., почти аксиальные сечения. 5 – обр. 413-14-7 (6), 6 – обр. 413-14-7 (6), 9 – обр. 413-14-6 (9`), все образцы – разрез Верхняя Губаха, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт. **7**. *Eosigmoilina namuriensis* Dain, аксиальное сечение, обр. 2003-15ж, разрез Язьва, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт. **8.** *Eosigmoilina (?) explicata* Gan. forma *evoluta* Brazhn., косое сечение, обр. 413-14-6 (20), разрез Верхняя Губаха, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт. **12.** *Brenckleina(?) rugosa* (Brazhn.), косое сечение, обр. 416-35-II-12, разрез Нижняя Губаха, зона Plectostaffella varvariensis, богдановский горизонт.

которыми мной сохраняется видовое название *Archaediscus (?) cornuspiroides* Brazhn. et Vdov.

Eosigmoilina spp. обнаружены в разрезе Язьва (бассейн Вишеры, Сев. Урал) и сравнительно недавно в разрезе Верхняя Губаха (р. Косьва, Средний Урал). Количество осевых сечений раковин (табл., фиг. 5–9) исчисляется единицами. Вмещающие породы – биокластические пакстоуны, среди детрита преобладают мшанки, имеются криноидеи, морские ежи и брахиоподы. Исключительно редкие аксиальные и скошенные сечения *Eosigmoilina* и *Brenckleina* сочетаются с массовыми поперечными сечениями раковин, похожими на *Archaediscus (?) cornuspiroides* Brazhn. et Vdov. Эосигмоилины датируют слои двумя зонами общей шкалы: Monotaxinoides transitorius (верхняя часть серпуховского яруса нижнего карбона) и Plectostaffella varvariensis (основание башкирского яруса среднего карбона). В изученных разрезах типичные и «нетипичные» *Eosigmoilina* и *Brenckleina* во всех случаях встречаются совместно с *Plectostaffella varvariensis* Brazhn. et Pot. Аналогичная ситуация отмечается и в разрезах Донбасса, где эосигмоилины распространены совместно с *Monotaxinoides transitorius* (Brazhn. et Jar.) и *Plectostaffella varvariensis* Brazhn. et Pot. [1]. Имеются небольшие морфологические отличия уральских форм. По результатам изучения обширного материала Большого Донбасса Бражникова Н.Е. и М.В. Вдовенко указывают, что стенка у представителей подсемейства Eosigmoilininae тонкая, без видимой пористости, лучистое строение можно наблюдать при увеличении более чем 300 раз, что объясняется преимущественным их обитанием на илистом, глинистом субстрате [3, 4]. У нашего материала стекловато-лучистое строение стенки отчетливо различимо уже при увеличении 100 раз. Диаметр раковин колеблется в интервале 0,14–0,22 мм; толщина стенки около 0,006 мм.

Видовая идентификация массовых поперечных сечений затруднительна. Возможны три варианта: *Eosigmoilina explicata* Gan., *Archaediscus (?) cornuspiroides* Brazhn. et Vdov. или *Archaediscus compressa* Vdov. Наиболее предпочтителен второй вариант – *Archaediscus cornuspiroides* Brazhn. et Vdov. Во-первых, встречены парааксиальные сечения раковин (табл., фиг. 3), которые отличаются от эосигмоилин, но могут принадлежать объектам с указанными поперечными сечениями (табл., фиг. 1, 2). Во-вторых, описываемые формы не отличаются от визейских и нижнесерпуховских представителей *Archaediscus (?) cornuspiroides* Brazhn. et Vdov. Диаметр раковин составляет 0,22–0,27 мм, с единичным уклонением до 0, 13 мм.

И, наконец, к *Archaediscus compressa* Vdov. (архедискус из группы *A. krestovnikovi* Raus) мною отнесены формы с почти плоскоспиральным навиванием раковины, с однослойной отчетливо стекловато-лучистой стенкой толщиной 0,009–0,011 мм (табл., фиг. 4, 13).

Все три указанные вида архедисцин связаны эволюционно [3, 4], образуя филогенетическую линию *Archaediscus krestovnikovi – Archaediscus compressa – Archaediscus cornuspiroides – Eosigmoilina explicata*. Из этого следует, что за *Archaediscus cornuspiroides* Brazhn. et Vdov. лучше сохранить его родовое название.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Айзенверг Д.Е., Астахова Т.В., Берченко О.И. и др.* (1983). Верхнесерпуховский подъярус Донецкого бассейна (палеонтологическая характеристика). Киев: Наук. Думка. 164 с.

2. *Айзенверг Д.Е., Беленко Н.Г., Берченко О.И. и др.* (1987). Парастратотипический разрез верхнесерпуховских отложений в Донецком бассейне. Киев, ИГН АН УССР. Препринт. 54 с.

3. *Бражникова Н.Е.* (1964). К изучению *Eosigmoilina* из нижнего карбона Большого Донбасса // в: Айзенверг Д.Е. (ред.). Материалы к фауне верхнего палеозоя Донбасса (II). Тр. ИГН АН УССР. Серия стратиграфии и палеонтологии. Вып. 48. Киев.: Наук. Думка. С. 3–15.

4. *Вдовенко М.В.* (1977). Поздневизейские фораминиферы Донбасса (в двух частях). Киев, ИГН АН УССР. Деп. в ВИНИТИ, 1979.

5. *Вдовенко М.В., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. и др.* (1993). Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей). М.: Наука. 126 с.

6. *Кулагина Е.И., Гибшман Н.Б.* (2005). Общая зональная шкала нижнего карбона России по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 80, вып. 2. С. 33 – 59.

7. *Марфенкова М.М.* (2005). Новые Tchuisodiscinae и Koktjubinidae из визейских и серпуховских отложений Казахстана // в: Микропалеонтология в России на рубеже веков. Мат-лы XIII Всероссийского Микропалеонтологического Совещания. М.: ГЕОС. С. 39–41.

8. *Румянцева З.С.* (1992). Биостратиграфия вернесерпуховских-нижнебашкирских отложений Среднего Тянь-Шаня // в: Кулагина Е.И., Румянцева З.С. и др. Граница нижнего-среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане. М.: Наука. С. 33–43.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАЛЕОСООБЩЕСТВ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР ОХОТСКОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ-ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Романова А.В.
Дальневосточный геологический институт (ДВГИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: sandra_ru@bk.ru

VARIABILITY OF PLANKTONIC FORAMINIFERA PALEOASSAMBLAGES IN THE HOLOCENE LATE PLEISTOCENE OF THE OKHOTSK SEA

Romanova A.V.
Far East Geological Institute of Russian Academy of Sciences (FEGI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: sandra_ru@bk.ru

Охотское море, как окраинное море представляет особый интерес, т.к. в плейстоцене испытывало сильное влияние со стороны Северо-Восточной Азии и океанологических условий Северо-Западной Пацифики. Как глобальные, так и региональные климатические изменения приводили к резким изменениям в структуре экосистем, что в свою очередь открывает возможность для детальных палеоэкологических реконструкций.

Цель данной работы заключается в изучении изменчивости комплексов фораминифер в глубоководных отложениях Охотского моря с целью реконструкции условий их формирования.

Материалом для исследования послужили 65 поверхностных проб и колонка донных осадков (45 проб), отобранные сотрудниками ТОИ и ДВГИ ДВО РАН во время экспедиций на НИС «Академик А. Лаврентьев». Образцы проб для фораминиферового анализа были обработаны по стандартной методике.

Планктонные фораминиферы Охотского моря, найденные в образцах, представлены следующими видами: *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia scitula*, *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinita glutinata, Globigerinita uvula.* Насыщенность образцов раковинами возрастает от севера к центральной части и постепенно снижается по направлению к Курильским островам. Планктонные фораминиферы практически отсутствуют на дне северной материковой отмели и на склоне севернее 55˚ с.ш. (до 54 пробы).

Доминирующим видом в структуре сообщества планктонных фораминифер Охотского моря является *N. pachyderma* sin. Доля этого вида в северной части профиля составляет в большинстве случаев 100%, попадаются в небольшом количестве раковины *G. bulloides.* Холодные распресненные низкосоленые воды шельфовой зоны определяют малочисленность данной группы организмов. Значения численности *N. pachyderma* sin по профилю колеблется от 0 до 4872 экземпляров. В центральной части Охотского моря концентрация раковин наивысшая (проба 124). Правозавитые формы данного вида начинают встречаться с 55˚ с.ш., как и другие более теплолюбивые виды. Концентрация данной формы сохраняется невысокой по всему профилю. Максимальные значения в 17% так же характерны для центрального района. Среднее значение доли *G. bulloides* в сообществе составляет 10,5%. Данный вид в основном приурочен к зонам аппвелинга и является основным индикатором (при условии высокой концентрации) высокопродуктивных зон. Раковины *G. bulloides* варьируют по размеру. Наиболее крупные экземпляры, которые развиваются при хорошем весеннем прогреве поверхностных вод, характерны для центральной части. Доля вида *G. quinqueloba* незначительна, максимальное ее значение 10% характерно для 48˚с.ш. Данный вид предпочитает хорошо перемешанные, холодные воды с высоким содержанием фитопланктона.

Присутствие *G. glutinata* в Охотском море скорее является ни столько показателем повышенных температур, сколько условий с высоким содержанием питательных веществ зон аппвелинга. Доля этого вида так же незначительна (мах 7%). Вид *G. uvula* представлен единичными раковинами и встречается с 51˚ с.ш. Как и *G. glutinata* данный вид не устойчив к растворению. *G. scitula* начинает встречаться с 54˚ с.ш. В изученных нами пробах максимальная концентрация данного вида приходится на центральную часть (до 12 экземпляров, пробы №73-96).

Такое распределение планктонных фораминифер позволяет выделить зоны или районы с различным сообществами. Ранее Беляевой Н.В. и Бурмистровой И.И. уже были выделены такие районы [1]. Но с учетом полученных нами данных мы можем внести некоторые коррективы. Центральный район, мы считаем нужно сместить к северу до 55˚ с.ш. и вдоль Курильских островов выделить еще один район юго-восточный, который отличается от северного меньшим разнообразием, плохой сохранностью раковин и признаками растворения, что вероятно связано с активной деятельностью течений (рис 1).

В результате комплексно-сопряженного анализа по колонке 40-06, включающего литолого-вещественный анализ и радиоуглеродное датирование, а так же с учетом проведенного биогеографического районирования, были выделены климатостратиграфические горизонты, отражающие ледниковые и межледниковые эпохи для плейстоцен-голоценового развития Охотского моря. Биопродуктивность планктонных фораминифер, как правило, в теплые эпохи была выше, чем в холодные. Увеличение содержания *G. bulloides* и *N. pachyderma* sin , а так же присутствие в осадке относительно тепловодных видов фиксируют данные изменения, при этом хотя продукция фораминифер в голоцене была выше, чем в ледниковье, она не достигала того уровня, который существовал в период дегляциации.

Быстрые изменения условий среды и климата Охотского моря с разрешением 0.5-1 тысячи лет за последние 100 тыс. лет были изучены ранее на примере осадков колонки 936 из центральной части моря посредством комплексных изотопно-геохимических, палеонтологических и литологических методов [2]. В результате этой работы была построена эталонная комплексная кривая климатической ритмики. Полученный нами материал и был сопоставлен с этой эталонной кривой. Такая корреляция была очень важна для установления точного возрастного положения выделенных фораминиферовых комплексов.

Тщательное изучение структуры комплексов микрофауны на определенных рубежах в сопоставлении с другими палеонтологическими данными является надежной основой для палеоэкологических реконструкций. Такие данные крайне необходимы сейчас, когда во многих регионах земного шара ведутся комплексные исследования для выяснения палеогеографических обстановок ближайшего к нашему времени геологического прошлого, для целей прогноза географической среды в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1.*Беляева Н.В., Бурмистрова И.И.* (2003). Планктонные фораминиферы в современных осадках Охотского моря.//Океанология. Т. 43. № 2. С. 219-227.

2 .*Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D.,* et al. (2004). Late Pleistocene-Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and paleontological evidence // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 209. P. 281-301.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА *VISSARIONOVELLA* В НИЖНЕМ КАРБОНЕ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Т.И.Степанова
Институт геологии и геохимии УрО РАН (ИГГ УрО РАН), Екатеринбург, e-mail: Stepanova@igg.uran.ru

THE RANGE OF FORMES OF THE GENERA *VISSARIONOVELLA* IN THE LOWER CARBONIFEROUS DEPOSITS OF THE URAL'S EASTERN SLOPE

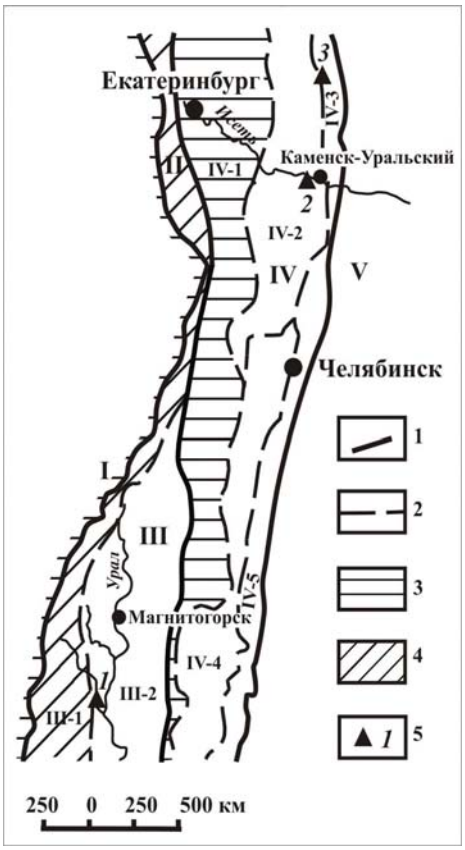
T.I. Stepanova
Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Ekaterinburg, e-mail: Stepanova@igg.uran.ru

Род *Vissarionovella* с типовым видом *Eostaffella tujmasensis* Vissarionova, 1948 установлен P. Cozar & D. Vachard в составе выделенного этими же авторами подсемейства Dainellinae семейства Loeblichiidae [10].

Разнообразные виды рода *Dainella* широко распространены в отложениях верхней части турнейского яруса и нижневизейского подъяруса [5], однако по наблюдениям автора раковины мелких даинелл постоянно отмечаются и в более высоких горизонтах верхнего визе и основания серпуховского яруса. Особенно отчетливо это явление прослеживается в образованиях мелководных шельфовых фаций, широко распространенных в этом стратиграфическом интервале на восточном склоне Урала. Помимо типичных *Dainella,* здесь же встречены крупные представители подсемейства Dainellinae, для которых характерно большое количество относительно плоскоспиральных оборотов и дифференцированная стенка с отчетливым тектумом, что дает основание отнести их к роду *Vissarionovella.* Ранее подобные формы рассматривались либо в составе рода *Dainella,* либо относились к подсемейству Eoendothyranopsinae семейства Endothyranopsidae [3, 7].

Диагноз рода *Vissarionovella.* Раковина крупная широконаутилоидная или субсферическая инволютная свободно навитая, начальные обороты эндотироидные, последующие спирально-плоскостные. Периферией округленная, умбиликусы уплощенные или слабо углубленные. Количество оборотов 5-6, камеры многочисленные слабо выпуклые, число их в последнем обороте достигает 16. Септы прямые с утолщениями на концах. Дополнительные отложения представлены псевдохоматами. Стенка тонкозернистая с отчетливым тектумом.

Замечания. Основным отличием рода *Vissarionovella* от рода *Dainella* является наличие дифференцированной стенки с хорошо выраженным тектумом, в качестве дополнительных признаков могут рассматриваться размеры и преимущественно спирально-плоскостное навивание раковин. Строение стенки раковин фораминифер является признаком высокого (на уровне семейства) таксономического ранга, поэтому трудно согласится с Г.Ю.Пономаревой [3], относящей род *Vissarionovella* к младшему синониму рода *Eoendothyranopsis,* а виды *V. extremus* (Ponom.) и *V. poststaffelliformis* (Ponom.) к подроду *Ninella.* Для последнего при близком с *Vissarionovella* способе навивания характерна стенка «различной толщины и микроструктуры, от разнозернистой до относительно однородной, изредка отмечается слабый стекловато-лучистый слой и пористость» [5]. Род же *Vissarionovella* имеет совсем другое строение стенки и несомненно принадлежит семейству Loeblichiidae. Представители подрода *Ninella*, как и собственно рода *Dainella* наиболее распространены в ранневизейское время, в то время как виссарионовеллы встречаются в позднем визе и серпухове и представляют собой последующую (завершающую) стадию эволюции подсемейства Dainellinae [10]. Экземпляры, приведенные P. Cozar & D. Vachard [10] как «*Vissarionovella tujmasensis»* отличаются от типичных *V. tujmasensis* [1] симметричным



Районирование восточного склона Урала для раннекаменноугольной эпохи и местоположение изученных разрезов

Структурные подразделения: I – Центрально-Уральская мегазона. II – Тагильская мегазона. III – Магнитогорская мегазона: III-1 – Западно- Магнитогорская зона; III-2 – Восточно-Магнитогорская зона. IV – Восточно-Уральская мегазона: IV-1 – Сосьвинско-Адуйская зона; IV-2 – Алапаевско-Теченская зона; IV-3 – Махневско-Егоршинская зона; IV-4 – Челябинско-Суундукская зона; IV-5 – Копейско-Брединская зона. V – Зауральская мегазона. 1 – границы мегазон; 2 – границы структурных зон; 3 – области развития допалеозойских образований; 4 – области развития докаменноугольных образований;
5 – разрезы: 1 – «Худолаз», 2 – «Брод-Ключики», 3 – Аверинский известняковый карьер.

навиванием и сжатой формой раковин и, вероятно, могут быть выделены в самостоятельный вид.

Распространение. Как уже отмечалось, представители родов *Dainella* и *Vissarionovella* распространены в мелководных фациях верхнего визе и серпуховского яруса на восточном склоне Урала, в частности в разрезах «Худолаз» и «Брод-Ключики». Разрез «Худолаз» расположен на восточном склоне Южного Урала в пределах восточной части Магниторогской мегазоны (рис.), вскрывает отложения кораллово-брахиоподовых фаций верхневизейского поъяруса и серпуховского яруса. В ассоциации с группами видов *Dainella elegantula* Brazhn. и *D. staffelloides* (Brazhn.) здесь постоянно встречаются *Vissarionovella tujmasensis* (Viss.), *V. extremus* (Ponom.) и *V. poststaffelliformis* (Ponom.). В аверинском горизонте виссарионовеллы в виде различных неполных и диагональных сечений наблюдаются практически в каждом образце [8], немало их также в богдановичском горизонте визе и сунтурском горизонте серпухова [6, 7].

Разрез «Брод-Ключики» находится на р. Исеть и приурочен к Алапаевско-Теченской зоне Восточно-Уральской мегазоны (рис.), представлен карбонатными породами верхнего визе и нижней части серпуховского яруса в той же фации. Несмотря на значительную удаленность этих двух объектов друг от друга, отложения, слагающие их уверенно коррелируются по комплексам фораминифер и брахиопод [4]. Так известняки каменскоуральского, аверинского и богдановичского горизонтов верхневизейского подъяруса содержат следующие роды и виды подсемейства Dainellinae: *Dainella staffelloides* (Brazhn.), *D. chomatica* (Dain), *D.* ex gr. *elegantula* Brazhn., *D.* ex gr.

subsymmetrica Vdov. et Rost., *Vissarionovella* sp., *V. tujmasensis* (Viss.), *V. extremus* (Ponom.).

Присутствие *Dainella* sp., *D. chomatica* и *«Dainella tujmasensis»* отмечено в отложениях каменскоуральского (губашкинского) и аверинского (ладейнинского) горизонтов в разрезе Аверинского известнякового карьера [2] Махневско-Егоршинской зоны Восточно-Уральской мегазоны (рис.).

Стратиграфическое распространение *Dainella и Vissarionovella* на восточном склоне Урала не противоречит общемировым тенденциям [10]. В частности, на западном склоне Урала помимо разреза «Инья» северной части Урала [3] имеются указание на присутствие *«Dainella tujmasensis»* и в отложениях верхневизейского подъяруса разреза «Илим» Среднего Урала [9].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ – грант № 10-05-01076а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виссарионова А.Я.* (1948). Примитивные фузулиниды из нижнего карбона Европейской части СССР // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. серия. Вып. 62 (№ 19). С.216-226.

2. *Гарань И.М., Постоялко М.В*. (1975). К стратиграфии нижнего карбона Среднего Урала // Каменноугольные отложения на Урале. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. Вып.121. С. 47-67.

3. *Пономарева Г.Ю.* (2009). Новые эндотириды (Foraminifera) из верхневизейского подъяруса Северного Урала // Палеонтологический журнал. №2. С. 16-19.

4. *Постоялко М.В., Плюснина А.А., Арбанова Е.С., др.* (1990). Верхневизейские отложения на р. Исеть (разрез «Брод-Ключики») // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР. С. 117-148.

5. Справочник по систематике фораминифер палеозоя (эндотироиды, фузулиноиды) (1996). / Раузер-Черноусова Д.М., Бенш Ф.Р., Вдовенко М.В. и др. М.: Наука. 207 с.

6. *Степанова Т.И., Кучева Н.А*. (2006). Разрез «Худолаз» – стратотип горизонтов субрегиональной схемы нижнекаменноугольных отложений восточного склона Урала // Литосфера. № 1. С. 45-75.

7. *Степанова Т.И., Кучева Н.А.* (2009). Палеонтологическое обоснование горизонтов серпуховского яруса Восточно-Уральского субрегиона в стратотипе по реке Худолаз // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы. Материалы Международного полевого совещания. Уфа. С. 97-128.

8. *Степанова Т.И.* (2011). Комплекс фораминифер из парастратотипа аверинского горизонта верхнего визе в разрезе «Худолаз» Ежегодник-2010. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158. С. 32-40.

9. *Щербаков О.А., Постоялко М.В., Черепанова Н.А*. (1994). Визейские отложения бассейна р.Чусовой (разрез «Илим») // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя - нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН. С.3-27.

10. *Cozar P. Vachard D*. (2001). Dainellinae subfam.nov. (Foraminiferida du Carbonifere inf#rieur), revision et nouveax taxons // Geobios. V. 34. № 5. P.505-526.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЙ ТАБЛИЦЕ

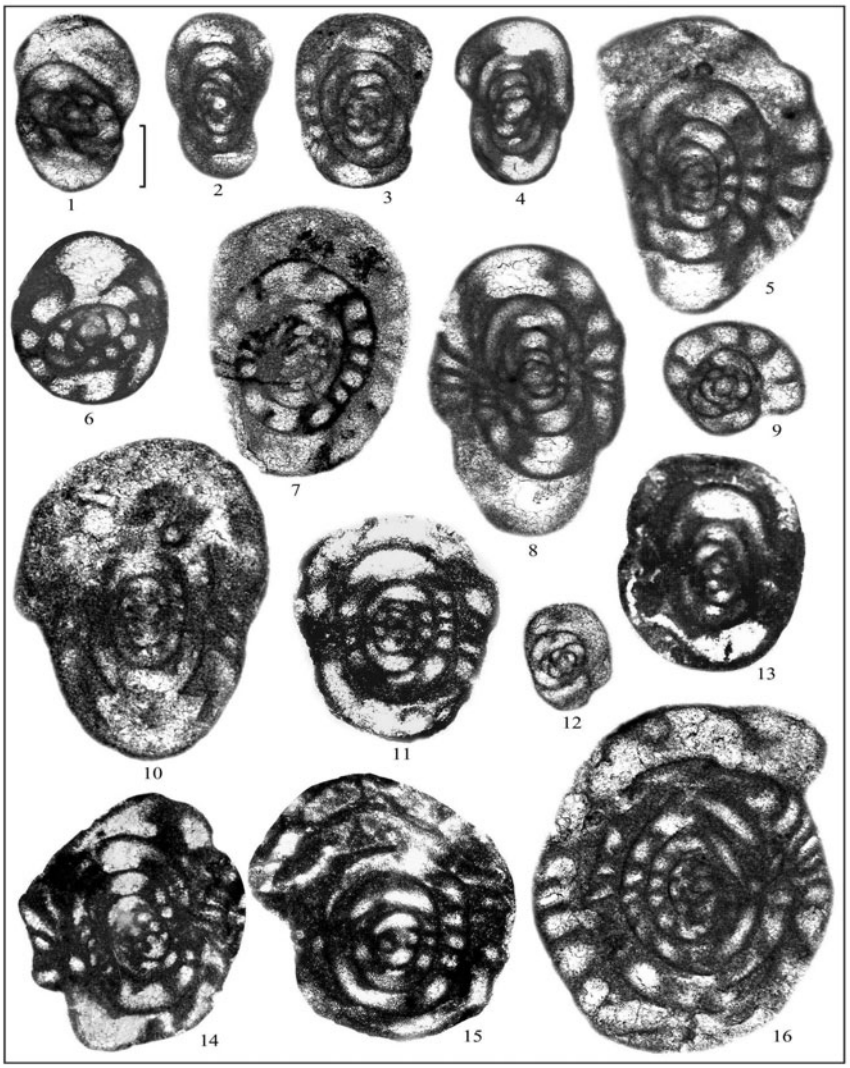
Масштабный отрезок 0,2 мм

Фиг. 1, 6. *Dainella elegantula* Brazhnikova, 1962. 1 – разрез «Худолаз», аверинский горизонт, экз. 44a/7139 (2/19), аксиальное сечение; 6 – разрез «Брод-Ключики», богдановичский горизонт, обр. 19/158, диагональное сечение. **Фиг. 2-4. *Vissarionovella tujmasensis* (Vissarionova, 1948)** sensu Cozar & Vachard. 2 – разрез «Худолаз», аверинский горизонт, экз. 75d/7139 (2/33), аксиальное сечение; 3 – там же, возраст тот же, экз. 91a/7139 (2/39), скошенное аксиальное сечение; 4 – там же, богдановичский горизонт, экз. 332a/7139 (9013/34), аксиальное сечение. **Фиг. 5, 7, 8. *Vissarionovella poststaffelliformis* (Pomonarjova, 2009).** 5 – разрез «Худолаз», аверинский горизонт, экз. 75e/7139 (2/33), парааксиальное сечение; 7 – там же, возраст тот же, экз. 45a/7139 (2/19), диагональное сечение; 8 – там же, возраст тот же, экз. 75f/7139 (2/33), аксиальное сечение. **Фиг. 9, 12. *Dainella staffelloides* (Brazhnikova, 1962).** 9 – разрез «Худолаз», богдановичский горизонт, экз. 312a/7139 (9013/31),

медианное сечение; 12 – там же, возраст тот же, экз. 348a/7139 (9013/37), аксиальное сечение.

Фиг. 10. ***Vissarionovella*** **aff.** ***poststaffelliformis*** **(Pomonarjova, 2009).** Разрез «Худолаз», аверинский горизонт, экз. 75b/7139 (2/33), аксиальное сечение. **Фиг. 11.** ***Vissarionovella*** **sp.** non *Ninella* ex gr. *staffelliformis* (N. Tchernyscheva, 1948) in [7, табл. I, фиг. 6] – разрез «Худолаз», богдановичский горизонт, экз. 428a/7139 (9013/52), аксиальное сечение. **Фиг. 13.** ***Vissarionovella*** **sp.** non *Ninella* cf. *asiatica* Malakhova 1975 [7, табл. V, фиг. 13] – там же, сунтурский горизонт, экз. 534/7139 (9013/63), аксиальное сечение**. Фиг. 14,16.** ***Vissarionovella extremus*** **(Pomonarjova, 2009).** 14 – разрез «Брод-Ключики», каменскоуральский горизонт, обр. 16/24-1, аксиальное сечение; 16 – разрез «Худолаз», аверинский горизонт, экз. 92f/7139 (2/39), диагональное сечение**. Фиг. 15.** ***Vissarionovella extremus*** **(Pomonarjova, 2009)** non *Ninella* ex gr. *staffelliformis* (N. Tchernyscheva, 1948) in [Степанова, Кучева, 2009, табл. V, фиг. 12] – разрез «Худолаз», сунтурский горизонт, экз. 537/7139 (63/1) парааксиальное сечение.

Таблица



СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОЦЕН-НИЖНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРМИНСКОГО ПЛАТО (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ДАГЕСТАН) ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Ступин С.И.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, email: stupin@ginras.ru

STRATIGRAPHY OF THE PALEOCENE – LOWER EOCENE DEPOSITS OF URMA PLATEAU (CENTRAL DAGESTAN) BASED ON PLANKTONIC FORAMINIFERA

Stupin S.I.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: stupin@ginras.ru

В Дагестане датские отложения сложены в основном плотными известняками. Перекрывающие породы представлены мергелями, объединяющимися в так называемую фораминиферовую свиту. Отложения свиты различаются окраской пород, что позволило выделить «сероцветную» свиту в южной части Дагестана и «пестроцветную» свиту в его северной части. Породы нижнего палеогена Урминского плато представлены сероцветными отложениями. На ранних этапах изучения существовала проблема стратиграфического сопоставления свит. Возраст обеих свит долгое время определялся как нерасчлененный палеоцен-эоценовый. Со временем было показано, что обе свиты являются полными возрастными аналогами [2, 3, 6, 8, 4], причем определяющим было изучение фораминифер. Фораминиферы Урминского плато разреза Халагорк изучались Е.К. Шуцкой [7, рис 11]. Здесь ею на основе зональной Крымско-Кавказской схемы по планктонным фораминиферам выделены снизу вверх следующие зоны: Globigerina trivialis – Globoconusa daubjergensis – Globorotalia compressa (верхняя подзона) (в современном понимании вся зона примерно соответствует зоне Globoconusa daubjergensis), Acarinina praepentacamerata (=Morozovella conicotruncata), Acarinina tadjikistanensis djanensis (=Igorina djanensis), A. subsphaerica, A. acarinata (=A. nitida), Globorotalia aequa (= верхам Acarinina nitida – низам Morozovella subbotinae), G. subbotinae. Таким образом, из разреза выпадают зоны Acarinina inconstans и Globorotalia angulata, располагающиеся в шкале между зонами Globigerina trivialis – Globoconusa daubjergensis – Globorotalia compressa и Acarinina praepentacamerata. В этой же работе приведена корреляция с отложениями Центрального Кавказа. К сожалению, на протяжении последующих лет фораминиферы из этого района не изучались.

Палеогеновые отложения описаны и опробованы Ю. О. Гавриловым, Е. А. Щербининой и Г. Н. Александровой в разрезе «Страусиная Ферма» в серии обнажений вдоль безымянного ручья, впадающего в р. Халагорк у северной окраины с. Леваши (N42є16′12″, E47є21′193″).

Сведения о зональной стратиграфии по наннопланктону и диноцистам из палеоценовых отложений этого разреза приведены в работе [12]. Наиболее полные данные по зональному расчленению по наннопланктону, диноцистам, мелким и крупным фораминиферам нижнего палеогена рассматриваемого разреза представлены в работе [9], которая сейчас находится в печати.

Расчленение разреза по планктонным фораминиферам проведено по обновленной Крымско-Кавказской шкале [5]. Видовой состав комплексов и распределение видов представлено на Табл. 1. Зональное расчленение разреза дано на Табл. 2. В нижней части разреза (обр. 140-149) выделена зона Praemurica inconstans (верхняя часть датского яруса) по появлению многочисленных *Parasubbotina pseudobulloides, Globanomalina imitata, Subbotina trivialis,* а также *Globanomalina*

ehrenbergi, G. compressa; в верхней части встречена *Praemurica inconstans,* в нижней - единичные *Globoconusa daubjergensis,* перешедшие, очевидно, из нижележащей зоны. Выше комплекс полностью обновляется – исчезают практически все виды предыдущей ассоциации, появляются *Morozovella angulata, Subbotina triangularis, Igorina albeari,* несколько выше (обр. 151, 152) - *Globanomalina pseudomenardii, G. chapmani,* многочисленные *Igorina djanensis*. Выше отмечены *Acarinina subsphaerica, A. nitida (=A. acarinata), Subbotina velascoensis, Morozovella acutispira*. Эта часть разреза (интервал обр. 150-160) отнесена к зоне Igorina djanensis. Таким образом, в разрезе отсутствуют зоны Morozovella angulata и Morozovella conicotruncata пограничного интервала датского и зеландского ярусов. Нижняя граница зоны Acarinina subsphaerica (обр. 161-015), проводится по обильной встречаемости зонального вида; в ней продолжают присутствовать и виды нижележащей зоны, за исключением *I. djanensis*. Выше (обр. 013-08) выделяется зона Acarinina nitida (= Acarinina acarinata), охватывающая верхнюю часть танета – низы ипра. Нижняя граница этой зоны проводится условно по исчезновению (несколько ниже) *Globanomalina pseudomenardii* и появлению *Morozovella aequa*. Сохранность фораминифер в этом интервале плохая. Внутри зоны последовательно появляются *Morozovella* cf. *cancellata, M. cf. subbotinae, Acarinina cf. soldadoensis*. Зона Morozovella subbotinae s. l. может быть установлена только в обр. 07-03. По обильной встречаемости вида-индекса в обр. 07 выделяется подзона Morozovella subbotinae s. str. Подзона Morozovella marginodentata установлена в интервале обр. 06-03 по появлению зонального вида, *Morozovella lensiformis, Subbotina pseudoeocaena, Globanomalina planoconica, Acarinina pentacamerata*. В обр. 01 встречены переходные формы *Morozovella marginodentata - Morozovella aragonensis* (с 5-тью камерами в последнем обороте и сильно выдающейся пупочной стороной); возможно, эта часть разреза может быть отнесена уже к зоне Morozovella aragonensis. В вышезалегающих отложениях фораминиферы не обнаружены.

По планктонным фораминиферам, как было отмечено, зональное расчленение производилось по Крымско-Кавказской шкале, одно из последних обоснований которой приведено Э.М. Бугровой [5]. Изначально (как, впрочем, и сейчас) шкала была построена на основе комплексного обоснования зон, при этом нередко зона выделялась по «массовому» распространению зонального вида, а последний может появляться еще в нижележащей зоне. Сознавая неудобство в проведении зональных границ по такой методике, тем не менее, представляется, что для полифациальных отложений относительно обособленных от Тетической области эпиконтинентальных бассейнов такая шкала является оптимальной. Предложенные зональные подразделения «детальной» шкалы Крымско-Кавказской области, построенной с использованием датум-плейнов (datum-plane) [1] в изученном разрезе не выделяются.

Переход от датских известняков к мергелистой толще происходит по резкой литологической границе. По фораминиферам здесь установлен перерыв в объеме позднедатской зоны Morozovella angulata – раннезеландской зоны M. conicotruncata.

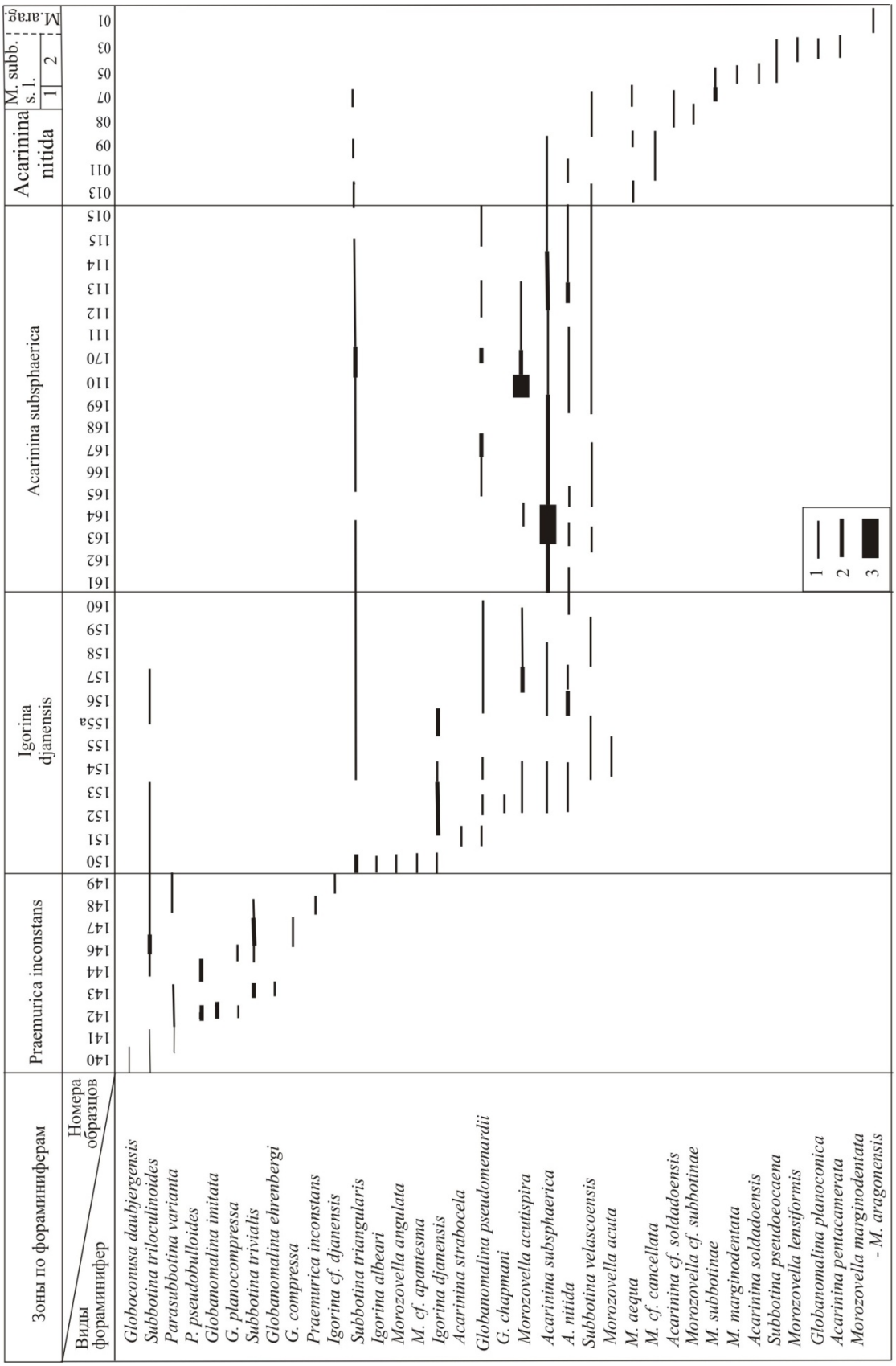


Табл. 1. Распределение фораминифер в разрезе «Страусиная ферма». Условные обозначения численности: 1 – редко (1-5 экз. в навеске); 2 – много (6-10 экз.); 3 – обильно (11-15 экз.). M.s.l. – Morozovella subbotinae s.l.; M.s.s. – Morozovella subbotinae s.str.; M. m. – Morozovella marginodentata; M. a. – Morozovella angulata.

По данным Е.А. Щербининой на основании изучения наннопланктона сероцветных отложений Урминского плато можно однозначно подтвердить их

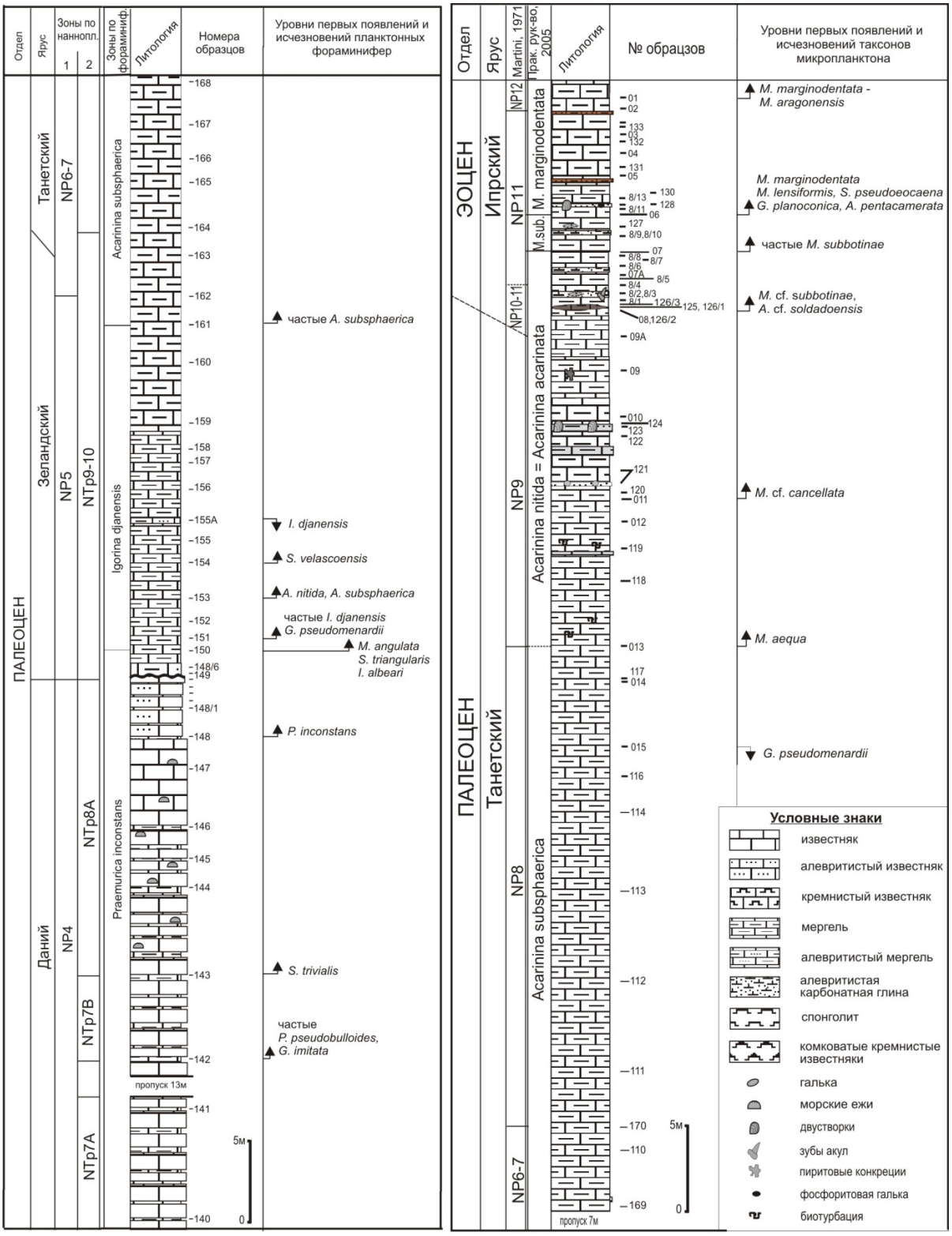


Табл.2. Расчленение по планктонным фораминиферам разреза "Страусиная ферма" (данные по наннопланктону Е.А. Щербининой; зоны по: 1-Martini, 1971; 2-Varol, 1989).

одновозрастность с изученными ранее красноцветными палеогеновыми осадками более северных районов Дагестана, таких, например, как разрез в окрестностях Чиркейской ГЭС. Анализ фораминифер из последнего полностью согласуется с этими данными.

Автор признателен Ю.О. Гаврилову, Е.А. Щербининой и Г.Н. Александровой за предоставленный материал. Отдельная благодарность Е.А. Щербининой за сведения по зональному расчленению разреза по наннопланктону.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беньямовский В.Н.* (2001). Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: Геос. С. 210-223.

2. *Голубятников В.Д.* (1938). О границе меловых и третичных отложений Дагестана и о явлениях внутриформационных нарушений // Материалы Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института. Общая серия. Сб. 3. Изд-во ГОНТИ-НКТП. С. 23-49.

3. *Голубятников В.Д.* (1940). Геология и полезные ископаемые третичных отложений Дагестана. Л.М.: Госгеолиздат. 220 с.

4. *Микуленко К.И.* (1962). О стратиграфическом соотношении пестроцветной и сероцветной свит нижнего палеогена Дагестана // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142. № 1. С. 171-172.

5. Практическое руководство по микрофауне. Том 8. Фораминиферы кайнозоя. (2005). СПб. Изд-во ВСЕГЕИ. 324 с.

6. *Шуцкая Е.К.* (1952). Расчленение «пестроцветов» Восточного Предкавказья по фораминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXVII. Вып. 4. С. 46-57.

7. *Шуцкая Е.К.* (1970). Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // М.: Недра. 255 С.

8. *Шуцкая Е.К., Кузнецова К.И.* (1953). Сопоставление «сероцвета» и «пестроцвета» Дагестана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXVIII. № 6. С. 75-78.

9. *Щербинина Е. А., Александрова Г.Н., Яковлева А.И., Ступин С.И., Закревская Е.Ю.* (в печати). Микробиота и стратиграфия нижнепалеогеновых отложений Урминского плато Центрального Дагестана // Стратиграфия. Геол. корреляция.

10. Atlas of Paleocene Planktonic Foraminifera. (1999). // Smithsonian Contributions to Paleobiology. № 85. 252 p.

11. *Martini E.* (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // In Farinacci, A. (ed.). Proceedings of the Second Planktonic Conference, Rome, 1970, Edizioni Tecnoscienza. No. 2. P. 739-785.

12. *Shcherbinina E., Aleksandrova G.* (2009). High-resolution study of nannofossil and dinocyst record across Danian/Selandian transition in the eastern Caucasus, Southern Russia // Climatic and Biotic Events of the Paleogene (CBEP 2009). Wellington, New Zealand. 2009. GNS Science Miscellaneous Series. V. 18. P. 123-127.

13. *Varol O.* (1989). Paleocene calcareous nannofossils biostratigraphy // Nannofossils and their Applications. British Micropaleontol. Soc. 12. P. 267-310.

НОВЫЕ ВИДЫ РОДОВ *TROCHAMMINA* И *AMMOVERTELLA* (FORAMINIFERA)

Сухов Е. Е.
Казанский Федеральный университет (КФУ), Казань, e-mail: soukhov@hitv.ru

NEW SPECIES OF THE GENRES *TROCHAMMINA* AND *AMMOVERTELLA* (FORAMINIFERA)

Sukhov E.E.
Kazan Federal University (KFU), Kazan, e-mail: soukhov@hitv.ru

Печорский бассейн состоит из трех крупных отрицательных структур Косью-Роговской, Коротаихинской и Большесынинской (мегасинклиналей), к которым и приурочены основные поля распространения пермских отложений. Пермские разрезы Печорской провинции весьма обогащены палеонтологическими остатками, в том числе и микрофауной, где мелкие фораминиферы занимают особое значение. Они присутствуют даже в тех разрезах, которые на первый взгляд кажутся «безжизненными». Фораминиферы в свою очередь делятся на известковые и агглютинированные. Наименее изученными являются агглютинированные фораминиферы.

Особо интересные результаты получаются при исследовании раковин с помощью растрового электронного микроскопа РЭММА-202М: удалось выявить ряд закономерностей, характерных для агглютинированных родов.

Род *Trochammina* (Таб., рис. 3) наиболее характерен для средних стратиграфических подразделений пермской системы. Чаще всего приурочен к уфимскому ярусу. Раковина свободная, трохоидная, многокамерная, стенка шероховатая. Стенка раковины рода *Trochammina* может быть сложена, как крупными, так и мелкими агглютинированными частицами. Камеры неподразделенные, последние из них могут располагаться неправильно. Устье приурочено к брюшной стороне, между пупком и периферическим краем. Стенка имеет хитиноидную выстилку, аггютинированная, состоит из песчинок, иногда может состоять из спикул губок, фрагментов раковины брахиопод или двустворчатых моллюсков (Табл. 3 - 6). Следует отметить, что спикулы губок, фрагменты раковины расположены не хаотично, а находятся в плоскости скручивания раковины, причем они могут накладываться одни на другие, составляя таким образом три - четыре слоя, что способствует упрочению раковины. Грубый материал стенки позволяет оберегать организм от внешнего механического воздействия. Кроме того, шероховатость способствует дополнительному донному трению и позволяет раковине оставаться в привычной для нее среде обитания. Между агглютинированными частицами наблюдаются многочисленные поры для выхода цитоплазмы (Табл., рис. 5, 6). Цемент чаще всего железистый, коричневатый.

Род *Ammovertella* (Табл., рис. 1, 2) встречается повсеместно от ассельского до казанского ярусов включительно. Раковина прикрепленная, в первых двух-трех оборотах спирально-плоскостная, в последующей части зигзагообразно изогнутая с плотным прикасанием оборотов. Данные электронной микроскопии позволили выявить грубоватые спиральные швы, весьма выпуклые, рельефные. На них наблюдаются поперечные насечки (Рис. 4. 2), очевидно, служащие для более прочного крепления к субстрату. Подчас эти насечки составляют дополнительные скелетные элементы, накладываясь одни на другие. Иногда швы образуют острые углы и рельефно выпирают на поверхности.

Отряд AMMODISCIDA, FURSENKO, 1958
Семейство AMMODISCIDAE REUSS, 1862
Подсемейство AMMOVERTELLININAE SAIDOVA, 1981
Род Ammovertella Cushman, 1928
Ammovertella petschorica Suchov, sp. nov.

Табл., рис. *1, 2*

Название вида по Печорской провинции, где был обнаружен данный вид.

Голотип - экз. № 34/904; ГМ КФУ; Косью-Роговская впадина, ВК-21, глубина 825 м; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт.

Описание. Раковина крупная, прикрепленная, состоит из двух камер [13]. Первая камера имеет четыре-пять оборотов, овальная. Обороты расширяющиеся. Последний оборот может быть шириной 15 – 18 мкм. Вторая камера трубчатая. Спиральные швы грубые, местами узловатые, утолщенные, рельефные. Поверхность спиральной части гладкая, неровная, блестящая. Стенка мелкозернистая. Цвет светло-серый. Вторая камера трубчатая, стелется по субстрату. В начале своего развития сворачивается в плотную спираль, а затем разворачивается и стелется змеевидно. Стенки трубки плотно прилегают один к другому, сама трубка увеличивается в диаметре по мере развития. Длина раковины 0,7-0,8 мм.

Сравнение. Раковина напоминает *Ammovertella nikitiwi* Suchov, но отличается от нее большими размерами, а также большим числом оборотов в спирально плоскостной части.

Замечание. Данный вид весьма широко распространен по всей Печорской провинции, может проявляться массово.

Изменчивость. Проявляется в форме раковины, в размерах спирально-плоскостной части, а также в числе оборотов. Прямая часть раковин может быть несколько сужена, особенно это заметно в основании второй камеры.

Распространение. Встречается в Печорской провинции: в Косью-Роговская и Коротаихинской впадинах. Уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт.

Материал. В коллекции несколько десятков экземпляров из Косью-Роговской и Коротаихинской впадин.

Отряд ATAXOPHRAGMIIDA SCHWAGER, 1877
Семейство TROCHAMMINIDAE SCHWAGER, 1877
Род Trochammina Parker et Jones, 1859
Trochammina deva Suchov, sp. nov.

Табл., *3 – 6*

Название вида. Вид назван в честь Девы.

Голотип – экз. № 34/753; ГМ КФУ; Косью-Роговская впадина, ВК-21, глубина 825 м; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт.

Описание. Раковина небольших размеров, трохоидная, слабо конусовидная. Камеры образуют до четырех оборотов по восходящей спирали. В каждом обороте наблюдается до пяти камер. Форма камер округло-овальная до треугольной (чаще всего). Спиральный шов нечеткий, хорошо различим на последнем обороте. Брюшная сторона слабо выпуклая. Стенка сложена уплощенными частицами, шероховатая, в краевых частях грубая. Светло-серого цвета. Размер уплощенных зёрен достигает до 40 мкм. Зерна сцементированы карбонатным веществом. Диаметр раковин до 0,3 мм, высота 0,1 - 0,2 мм.

Замечание. В стенке раковины могут присутствовать спикулы губок. Раковины Trochammina deva Suchov, sp. nov. могут быть – вытянуто округленными. В

коллекции раковины сложены исключительно уплощенными агглютинированными частицами.

С р а в н е н и е. Вид *Trochammina deva* Suchov, sp. nov. напоминает *Trochammina pulvilla* Crespin, но отличается от неё более грубозернистой стенкой. Вид также напоминает Trochammina subobtusa Parr., но отличается от него меньшей высотой и более округлой раковиной.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Печорская провинция, Косью-Роговская впадина, ВК-21, глубина 825 м; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт.

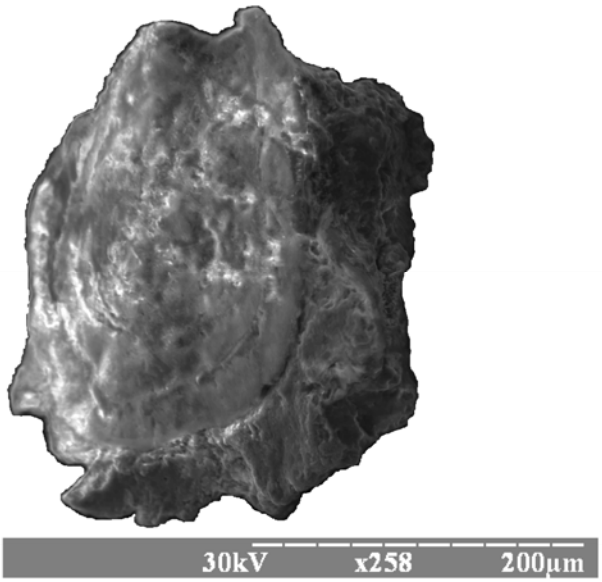
М а т е р и а л. Около 20 экз. из Печорской провинции: Косью-Роговская впадина, ВК-21, глубина 825; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт и Коротаихинская впадина, скв. ВК - 1 глубина 937 – 941, уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт.

Пояснение к таблице

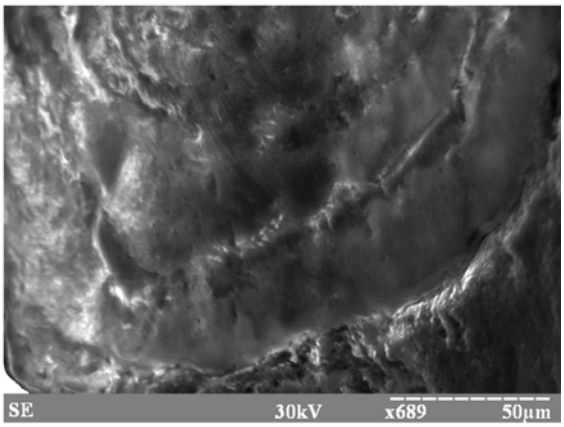
Рис. *1, 2. – Ammovertellina petschorica* Suchov, sp. nov. 1-экз. № 34/904; ГМ КФУ; общий вид раковины, прикрепленной к субстрату; Печорская провинция, Косью-Роговская впадина, ВК-21, глубина 825 м; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт. 2-экз. то же; последний и предпоследний обороты раковины в месте наибольшего расширения; отчетливо видно срастания оборотов, напоминающие узлы, прямые швы в тех местах, где швы не испытывают искривление.

Рис. *3 – 6*. – *Trochammina deva* E. Suchov, sp. nov. 3 – экз. № 34/753; ГМ КФУ; ГМ КФУ; общий вид раковины, где видны четко очерченные обороты; Печорская провинция, Косью-Роговская впадина, ВК-21, глубина 825 м; уфимский ярус, лекворкутская свита, соликамский горизонт. 4 – экз. то же; со стороны устья раковины; последний оборот. 5 – экз. то же; центральная часть раковины, последний и предпоследний оборот. 6 – экз. то же; место наибольшего углового закручивая раковины; стенки трубки имеет чешуйчатое строение, выложены примерно одинаковыми уплощенными частичками.

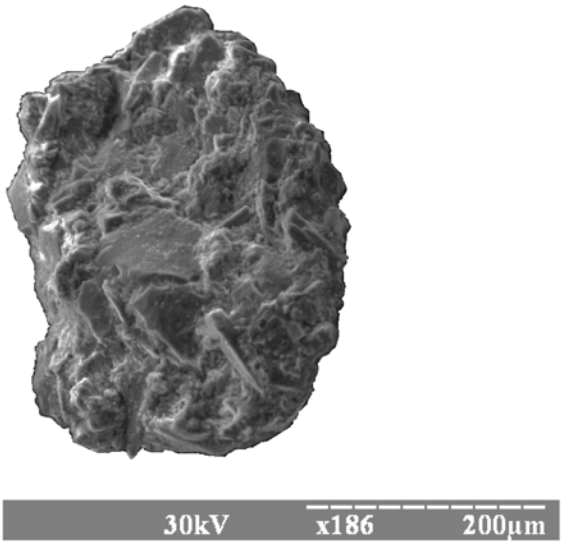
Таблица



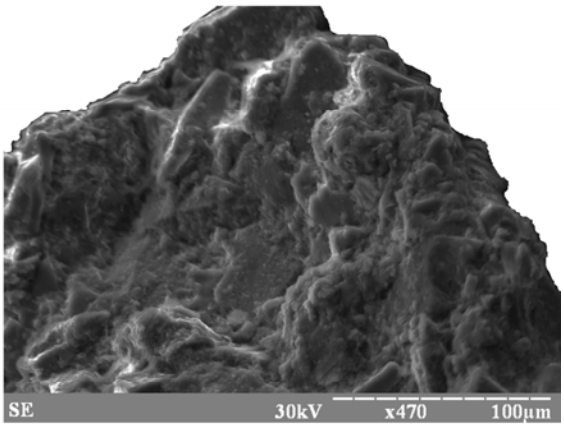
1



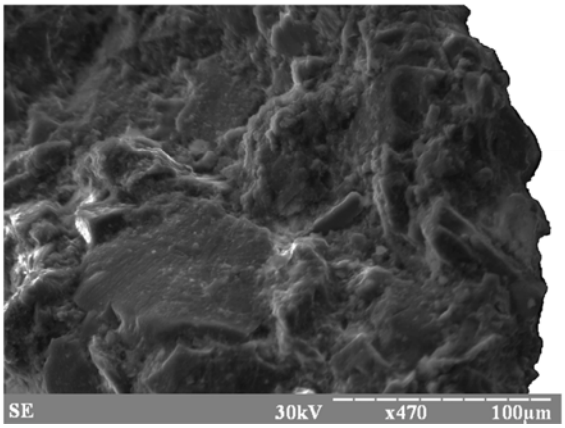
2



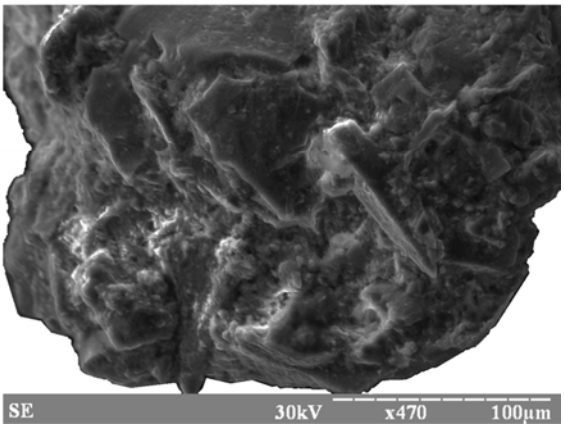
3



4



5



6

НОВЫЙ ПЕРМСКИЙ РОД *PETSCHORICA* И НОВЫЕ ВИДЫ РОДОВ *PETSCHORICA, CRESPINITELLA, EARLANDIA, TROCHAMMINA* И *AMMOVERTELLA* (FORAMINIFERA) ПЕЧОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Сухов Е. Е.
Казанский Федеральный университет (КФУ), Казань, e-mail: soukhov@hitv.ru

NEW PERMIAN GENUS *PETSCHORICA* AND NEW SPECIES OF THE GENRE *PETSCHORICA, CRESPINITELLA, EARLANDIA, TROCHAMMINA* AND *AMMOVERTELLA* (FORAMINIFERA) OF THE PECHORA'S PROVINCE

Sukhov E.E.
Kazan Federal University (KFU), Kazan, e-mail: soukhov@hitv.ru

Род *Crespinitella* (Табл. 1. рис. 3, 4) в Печорской провинции встречается крайне редко. Поверхность гладкая, стенка раковина состоит из кварцевых зерен. Стенка пористая, поры (Табл. 1. рис. 4), особенно в центральной части, могут образовывать скопления. Вокруг больших пор наблюдаются биогенные образования (светлые, весьма заметные на фоне мелкозернистого кремнезема), являвшиеся продуктами выделения в результате жизнедеятельности организма. Меньшие отверстия являются вводными и служат для поступления воды, способствуют установлению в организме солевого баланса.

Род *Hyperamminoides* весьма широко распространен в Печорской провинции (особенно богато он представлен в Косью-Роговской и Коротаихинской впадинах) и в большинстве случаев приурочен к артинскому ярусу. Раковина вида *Hyperamminoides expansus* Plummer (Таб. 2. рис. *8, 9*) воронкообразная. Как правило, устьевая часть у рода *Hyperamminoides* разрушена и представляет собой глубокую полость. В действительности в предустьевой части должна быть поперечная перегородка, которая держит цитоплазму (Табл. 2. рис. *8*) и не позволяет ей вывалиться наружу (в процессе выветривания внутренняя часть быстро уничтожается). У раковины наблюдается длинное щелевидное устье, которое расположено строго посередине между стенками раковины. Сама раковина не деформирована, включает несколько внутренних чешуйчатых плотно прижатых слоев, причем наружный слой значительно толще, чем внутренний. Внутренние стенки (чешуйчатые) сложены из более тонкого и мягкого вещества. На предустьевой поверхности наблюдается белое прямоугольное образование, отчетливо выделяющееся на фоне темных аглютинированных частиц. По всей видимости, это крышечка, которая закрывала устье. Подобные крышечки уплощенные, так и в виде пирамидок часто наблюдаются как у известковых, так и агглютинированных фораминифер [1]. Крышечка имеет органическое происхождение, очевидно, это продукт эндоплазмы. Она очень гладкая (на фотографиях она выглядит даже блестящей). На устьевой поверхности обнаруживается система пор (Табл. 2. рис. *8*). Поры расположены концентрически, слегка вытянуты, длина до 10 мкм.

Род *Earlandia* (Табл. 1. рис. *1*) до настоящего время плохо изучен, имеются значительные проблемы в его систематике. Например, даже три различных описания данного рода: два сделал Х. Плуммер [2] и одно Н. Е. Бражникова и М. В. Вдовенко [3]. Однако все авторы сходятся в том, что данная форма прямая или слегка изогнутая, обладает массивной раковиной. В Печорской провинции данный род встречается редко и приурочен в основном к артинскому ярусу. Микроструктурные исследования позволили выявить ряд закономерностей, характерных для данного рода. Род *Earlandia* обладает весьма толстой многослойной стенкой. Может иметь, по крайней мере, три слоя (Табл. 1. рис. *2*). Внутренний слой содержит зерна кальцита, в то время как внешний слой достаточно гладкий. Вдоль всей поверхности тянутся параллельные

длинные бороздки, местами значительно углубленные. В исследуемом образце наблюдается травма раковины, которая так и не заросла. Не исключено, что она была прижизненной и впоследствии привела к гибели организма. На раковине затянулись всего лишь края. Через резанное травматическое отверстие наблюдаются сразу несколько слоев, причем внешний из них наиболее толстый.

Род *Ammobaculites* в Печорской провинции приурочен в основном к артинскому ярусу, встречается редко. В подавляющем большинстве случаев раковины рода *Ammobaculites* сложены уплощенными агглютинированными частицами, располагающимися чешуйчато вдоль оси раковины (Табл. 1. рис. *5, 6*). Размер агглютинированных частиц от 5 до 10 мкм, в отдельных случаях от 30 и до 40 мкм. У *Ammobaculites* наибольшее число пор наблюдается в спирально-плоскостной части раковины, где их диаметр может достигать 10 мкм. Края пор отчетливо очерчиваются дополнительными возвышениями из тонких и уплощенных агглютинированных частиц, ясно выступающих на поверхности раковины. Поры сосредоточены вдоль оборотов раковины, часто вблизи спирального шва. На выпрямленной части раковины число пор значительно меньше, они мельче и в диаметре, что свидетельствует о разновременном порядке их появления.

Род *Cornuspira* (Табл. 2. рис. *5 – 7*) весьма широко распространен во всей Печорской провинции и насчитывает несколько видов. Стратиграфический диапазон: от артинского до уфимского ярусов. Общей особенностью является то, что при развитии спиральные швы зарастают: возникают известковистые образования (Табл. 2. рис. *5-6*), сглаживая рельеф, как это наблюдается у вида *Cornuspira kinkelini* Spandel. Нередко в устье, а также на поверхности раковины вблизи устья могут наблюдаться грануловидные образования. По всей видимости, это колонии бактерий, расположенные в трубке раковины (Табл. 2. рис. *7*). Корнуспиры встречаются в виде значительных сообществ, составляют подчас несколько сотен и даже тысяч особей.

Отряд ASTRORHIZIDA FURSENKO, 1958
Надсемейство SACCAMMINACEA BRADY, 1884
Семейство PSAMMOSPHAERIDAE HAECKEL, 1894
Подсемейство SACCAMMININAE BRADY, 1884
Род Petschorica Suchov, gen. nov.

Табл. 2. рис. *1, 2*

Название рода по Печорской провинции, где широко распространены данные раковины.

Типовой вид - *Petschorica zevana* Suchov, sp. nov. Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 923 м; уфимский ярус, кожимрудницкая свита.

Описание. Раковина агглютинированная, крупная, однокамерная. Нижняя половина раковины имеет многочисленные складки, напоминающие морщины. У раковины несколько устьев (в отдельных случаях 5 – 6): одно устье центральное (кардинальное) и несколько второстепенных (латеральных). Главное устье круглое, глубокое, с узким горлышком, четко очерченными краями, расположено на небольшом устьевом возвышении. Диаметр центрального устья может достигать 15 – 20 мкм. Второстепенные устья могут иметь неровные края, диаметр составляет 5 – 10 мкм. У центрального и второстепенных устьев наблюдаются следы фоссилизированной протоплазмы, отличающейся от агглютинированных частичек светло-серым цветом. Поверхность биологических примазок гладкая, блестящая. Стенка раковины состоит из трех – четырех слоёв. Внешний слой раковины сложен мелкими светло-серыми частичками, блестящий. Внутренние слои раковины сложены крупными песчинками,

достигающие размеров до 6 – 8 мкм, поверхность мелкозернистая. Толщина стенок около 60 мкм.

Обычно длина раковины от 0,6 до 1,6 мм. Встречаются очень крупные экземпляры, до 2,4 мм. Ширина от 0,3 до 1,2 мм.

В и д о в о й с о с т а в. Типовой вид.

З а м е ч а н и е. Данный род весьма напоминает род *Saccammina*, однако отличается от него несколькими латеральными устьями. Кроме того, раковина более вытянутая, некруглая, что чаще всего наблюдается у рода *Saccammina*.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Печорская провинция: р. Кожим, кожимская свита; Коротаихинская впадина, уфимский ярус, соликамский горизонт; Косью-Роговская впадина, соликамский горизонт.

М а т е р и а л. Несколько десятков раковин из Печорской провинции: р. Кожим, кожимская свита; Коротаихинская впадина (скв. ВК-1, глубина 926 м; уфимский ярус, соликамский горизонт); Косью-Роговская впадина (скв. ВК-21, глубина 840 - 595 м).

***Petschorica zevana* Suchov, sp. nov.**

Табл. 2. рис. *1, 2*

Т и п о в о й в и д *Petschorica zevana* Suchov, sp. nov. Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 923 м; уфимский ярус, кожимрудницкая свита.

Н а з в а н и е в и д а в честь славянской богини зверей и охоты Зеваны.

Г о л о т и п - экз. № 34/630-г; ГМ КФУ; общий вид; Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 923 м; уфимский ярус, кожимрудницкая свита.

О п и с а н и е. Раковина агглютинированная, крупная, однокамерная. Нижняя половина раковины имеет многочисленные складки, напоминающие морщины Раковина обладает несколькими устьями разных размеров (в отдельных случаях пять – шесть). Одно устье центральное (кардинальное), и несколько второстепенных (латеральных). Центральное устье круглое, глубокое, с узким горлышком, четко очерченными краями, расположено на небольшом устьевом возвышении. Диаметр центрального устья может достигать 15 – 20 мкм. Второстепенные устья могут иметь неровные края, диаметр 5 – 10 мкм. У центрального и второстепенных устьев наблюдаются следы фоссилизированной протоплазмы, отличающейся от агглютинированных частичек светло-серым цветом. Поверхность биологических примазок гладкая, блестящая. Стенка раковины имеет три – четыре слоя. Внешний слой раковины сложен мелкими светло-серыми частичками, блестящий. Внутренние слои раковины сложены крупными песчинками, достигающими размеров 6-8 мкм, поверхность шероховатая. Толщина стенок около 60 мкм. Обычно длина раковины от 0,6 до 1,6 мм. Встречаются очень крупные экземпляры, до 2,4 мм. Ширина от 0,3 до 1,2 мм.

С р а в н е н и е. Раковина напоминает вид *Saccammina arctica* Gerke, но в отличии от названного вида имеет несколько устев.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 923 м; уфимский ярус, кожимрудницкая свита.

М а т е р и а л. Несколько десятков раковин из Печорской провинции: р. Кожим, кожимская свита, обн. 5, сл. 452; Коротаихинская впадина (скв. ВК-1, глубина 926 м; уфимский ярус, соликамский горизонт); Косью-Роговская впадина (скв. ВК-21, глубина 840 - 595 м).

Надсемейство BATHYSIPHONACEA AVNIMELECH, 1952
Семейство BATHYSIPHONIDAE AVNIMELECH, 1952

Род Crespinitella Rauser et Reitlinger, 1993

Crespinitella dogoda Suchov sp.nov.

Табл. 1. рис. 3, 4

Н а з в а н и е в и д а. Вид назван в честь славянского бога ясной погоды Догоды.

О п и с а н и е. Раковина валикообразная, прямая, широкозакругленная с обоих концов. Основание раковины может обладать слабо морщинистым внешним слоем, имеющим легкие пережимы. Поверхность раковины гладкая, слегка сужающаяся к устью. Стенка раковины сложена тонкокозернистым сцементированным песчаным материалом. Стенка толстая, состоит не менее чем из трех слоев. Устье округлое, с утолщенными краями. В центральной части раковины наблюдается значительное количество пор, способные образовывать целую систему. Некоторые из пор весьма большие и могут составлять до 30 мкм. По всей видимости, они служат для вывода из организма шлаков. Поры вытянутые, имеют, прямоугольное очертание, весьма глубокие. Зачастую поры имеют надпоровые валикообразные возвышения. Длина раковины 0,6 – 0,7 мм, ширина 0,2 – 0,3 мм.

З а м е ч а н и е. Этот вид впервые найден в Печорской провинции. Род широко распространен в Западной Австралии и в Тасмании. Данный факт подтверждает значительную связь между Печорской провинцией и Нотальной областью.

С р а в н е н и е. Вид напоминает *Crespinitella biaperta* (Crespin), но отличается от неё более сглаженной поверхностью, отсутствием пережимов в центральной части раковины, меньшим устьем, отсутствием предустьевого валика.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Встречается в Печорской провинции: Коротаихинская впадина, артинский ярус, бельковская свита.

М а т е р и а л. Несколько экземпляров из Печорской провинции: Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1250-1255 м.

Отряд EARLANDITDA CUMMINGS, 1955

Семейство EARLANDIIDAE CUMMINGS, 1955

Род Earlandia, Plummer 1930

Earlandia poludnicae Suchov sp. nov.

Табл. 1. рис. 1, 2.

Н а з в а н и е в и д а в честь духа хлебных нив Полудницы; красивой высокой девушки одетой во все белое.

Г о л о т и п - экз. № 34/581; Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1236 – 1240 м; артинский ярус, бельковская свита.

О п и с а н и е. Раковина свободная, крупная, вытянутая, от прямой до слегка искривленной, длинная, без обособленной начальной камеры. Стенка карбонатная, слегка желтоватая, тонкозернистая, толстая (особенно во второй половине раковины) многослойная. Вторая камера плавно и умереннорасширяющаяся до середины раковины; во второй половине раковина испытывает сильное расширение, с заметным утолщением стенки. Поверхность гладкая, блестящая, с длинными продольными неглубокими бороздками. Устье в виде широкого круглого отверстия. Поры округлые, маленькие, располагаются в ряд по длине раковины. Длина раковины 0,8-1,5 мм; ширина – 0,10 – 0,12 мм.

С р а в н е н и е. От других эрландий вид *Earlandia poludnicae* Suchov sp. nov. отличается значительным расширением раковины во второй половине, необосмобленной или весьма слабо обособленной первой камерой. Длинными штрихами, которые проходят по всей поверхности раковины от начала первой камеры до конца второй.

Вид *Earlandia poludnica* Suchov sp. nov. отличается от *Earlandia minuta* (Cuchman et Waters) (более всего похожий на описываемый вид) меньшим искривлением и

большим расширением раковины, более светлой стенкой раковины, отсутствием поперечных полосок линий нарастания, меньшими по размеру зернами, слагающими стенку раковину.

З а м е ч а н и е. Систематика эрландий до конца не определена. Очевидно это связано с тем, что находки их крайне редки и в своем большинстве они встречаются в виде обломков. В сравнении с другими фораминиферами они весьма большие до 2 мм и даже 3 мм и подвергаются разрушению при их выделении из породы. В шлифах эрландии редко встречаются с идеальным продольным сечением, что также затрудняет их изучение. Раковины вида *Earlandia poludnicae* Suchov sp. nov. встречаются в виде обломков размерами около 0,7 – 0,8 мм. В действительности раковина значительно больше, в отдельных случаях превышая 2 мм.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Печорская провинция: Коротаихинская впадина, артинский ярус, бельковская свита.

М а т е р и а л. Около 10 экземпляров из Печорской провинции: Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1236 – 1240 м; артинский ярус, бельковская свита.

Пояснение к таблицам

Таблица 1

1, 2. – *Earlandia poludnica* Suchov sp. nov.: 1 – экз. № 34/581; Геологический музей Казанского Федерального университета (ГМ КФУ); общий вид; Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1236-1240 м; артинский ярус, бельковская свита. 2 – экз. то же; механическое повреждение раковины со следами «заживления».

3, 4. – *Crespinitella dogoda* Suchov sp.nov.: *3* – экз. № 34/667; ГМ КФУ; общий вид раковины; Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1250-1255 м; артинский ярус, бельковская свита. 4 –экз. то же, центральная часть раковины с многочисленными порами.

5, 6. – *Ammobaculites excentrica* Crespin, 1958: *5* – экз. № 34/571; ГМ КФУ; общий вид; х167; Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1236-1240 м; артинский ярус, бельковская свита. 6 – экз. то же; чешуйчатое наслоение, на переднем плане крупные уплощенные агглютинированные частицы.

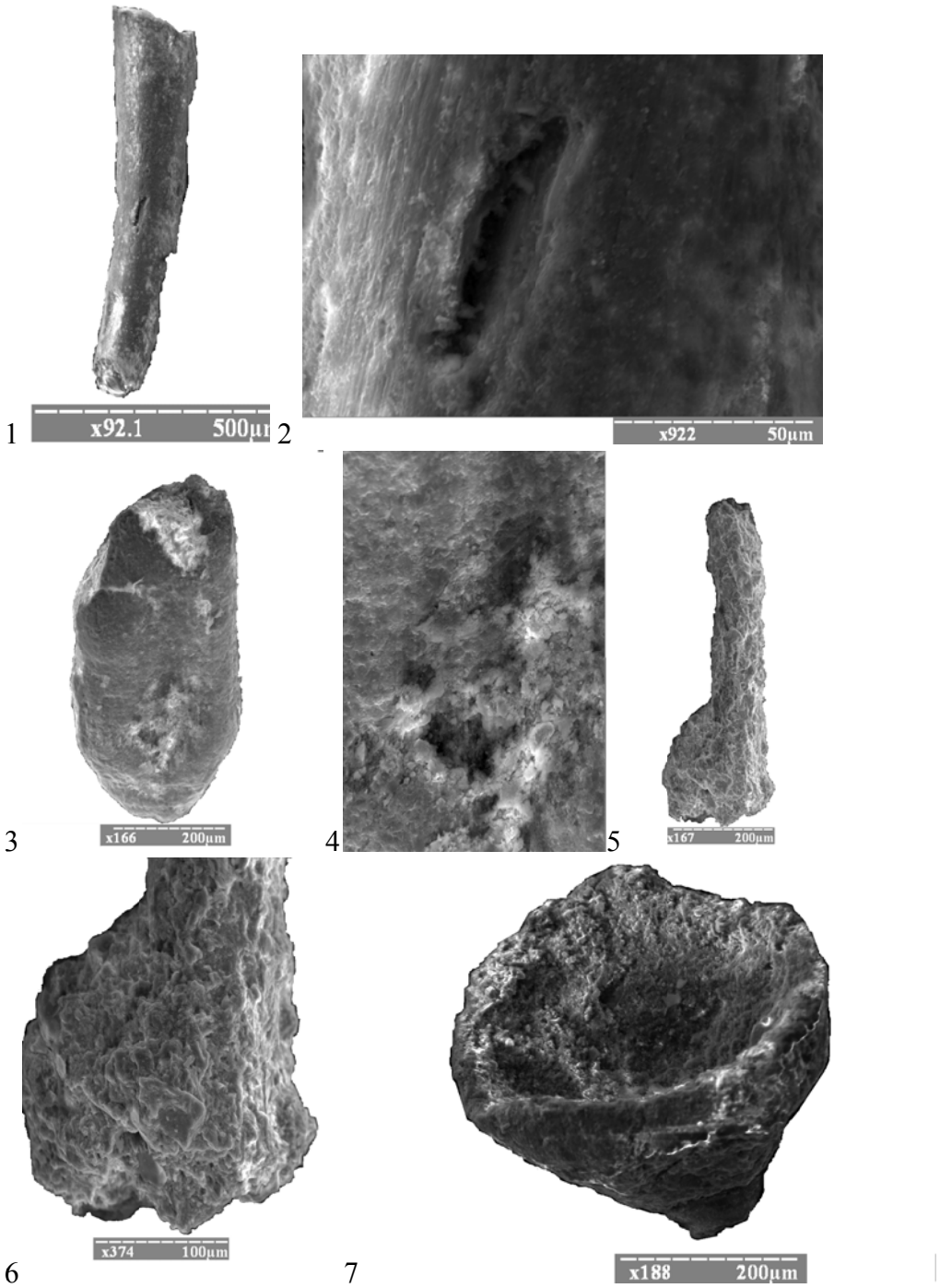
7. – *Hyperamminoides expansus* Plummer, 1945, экз. № 34/367; ГМ КФУ; общий вид с огромной полостью; х188; Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1250-1255 м; артинский ярус, кожимрудницкая свита.

Таблица 2

1, 2. – *Petschorica sevana* Suchov, sp. nov.: *1* – экз. № 34/564; ГМ КФУ; общий вид раковины; Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 923 м; уфимский ярус, кожимрудницкая свита; *2* – экз. то же; центральное устье, вокруг которого расположены боковые устья, поменьше.

3, 4. – *Saccammina arctica* Gerke: 3 – экз. № 34/385; ГМ КФУ; общий вид раковины; Печорская провинция, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 923 м; уфимский ярус, кожимрудницкая свита. 4 – экз. то же; в построении стенок раковины участвуют фрагменты двустворчатых моллюсков и брахиопод.

5 – 7. – *Cornuspira kinkelini* Spandel, 1901: 5 – экз. № 34/431; ГМ КФУ; общий вид раковины; Печорская впадина, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 923 м; уфимский ярус, кожимрудницкая свита. 6 – экз. то же; центральная часть раковины с начальной камерой, 7 – экз. то же; трубчатая часть раковины с небольшой колонией бактерий в устье.



1 2 3 4 5 6 7

Таблица 1

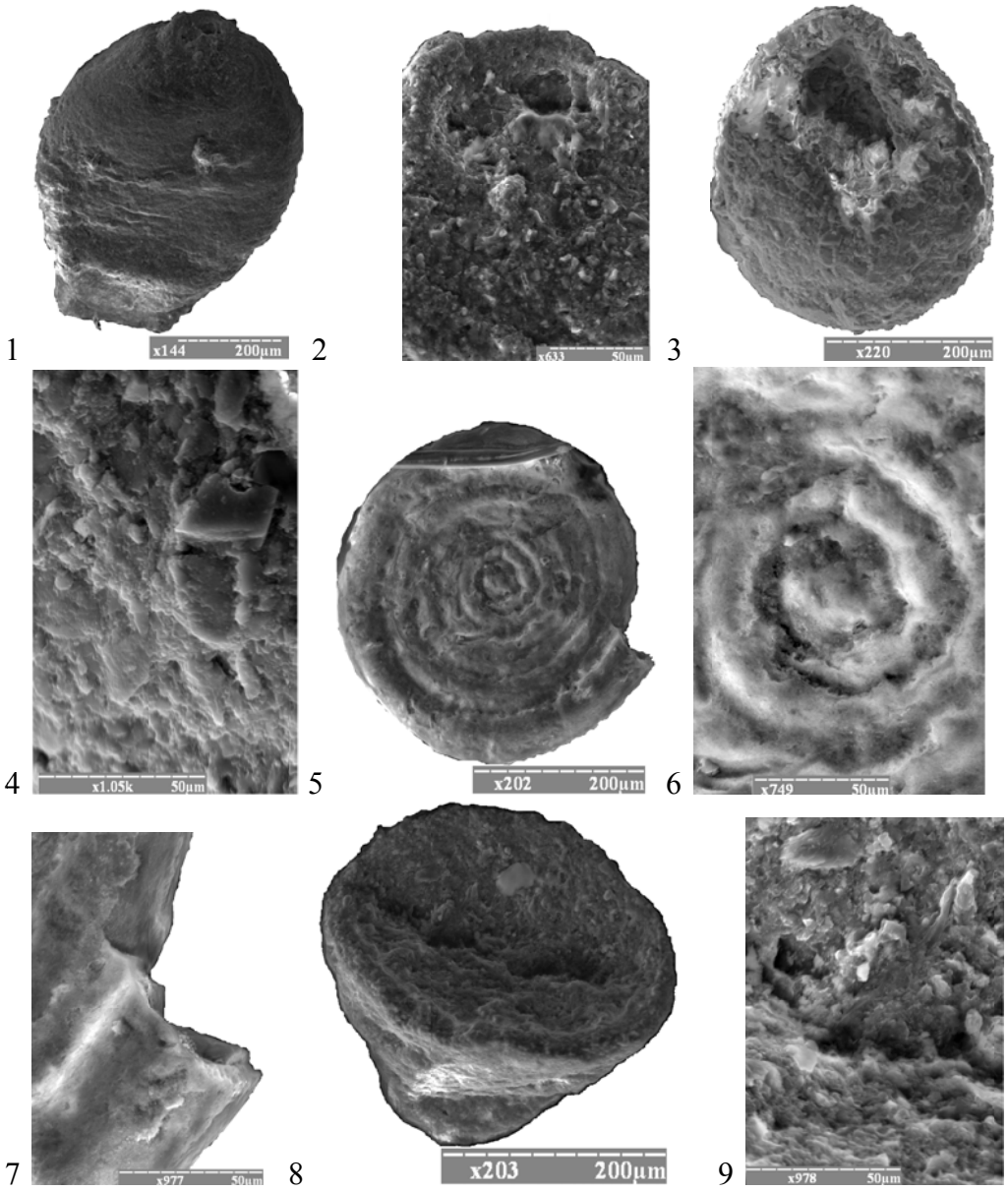


Таблица 2

8, 9. – *Hyperamminoides expansus* Plummer, 1945. 8-экз. № 34/671; ГМ КФУ; общий вид; Печорская впадина, Коротаихинская впадина, скв. ВК-1, глубина 1250-1255 м; артинский ярус. 9-экз. то же; устьевая часть раковины с системой пор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сухов Е.Е.* (2009). Некоторые данные анализа ультраструктуры раковин нодозариид / Верхний палеозой: стратиграфия и фациальный анализ: мат. Второй всероссийской конференции, посвященной 175-летию со дня рождения Н. А. Головкинского (27-30 сентября). Казань: Казан. гос. ун-т. С. 216 – 217.

2. *Plummer H.* (1930). Calcareous Foraminifera in the Brownwood shale near Bridgeport, Texas // Bull. Univ. Tex. N 3019. P. 5 – 21.

3. *Бражникова Н.Е., Вдовенко М. В.* (1983). Описание фораминифер //Айзенберг Д. Е., Астахова Т. В., Берченко О. И. и др. Верхнесерпуховский подъярус Донецкого бассейна. Киев: ИГН АН УССР. С. 42 – 68.

ВОПРОСЫ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИЗУЧЕНИЯ РАННЕМЕЛОВЫХ ФОРАМИНИФЕР РАВНИННОГО КРЫМА

Тузяк Я.М.
Львовский национальный университет имени Ивана Франко (ЛНУ), Львов, Украина, e-mail: tuzyak@rambler.ru

QUESTIONS OF THE MODERN STATE OF STUDY OF EARLY CRETACEOUS FORAMINIFERS OF CRIMEA PLAIN

Tuzyak Ya.M.
Ivan Franko National University of Lviv (LNU), Lviv, Ukraine, e-mail: tuzyak@rambler.ru

Комплексное изучение раннемеловых фораминифер Равнинного Крыма и обобщение результатов исследования их таксономического состава во времени и пространстве позволило решить ряд палеонтолого-стратиграфических задач. Главными из них являются - модернизация и детализация действующей стратиграфической схемы Равнинного Крыма [1], вопросы биостратиграфического расчленения осадочных образований, региональной и межрегиональной корреляции нижнемеловых отложений Равнинного Крыма, палеоэкологии и палеогеографии морского бассейна территории исследований и сделать такие выводы.

Впервые исследован систематический состав фораминифер в сводном разрезе нижнего мела Равнинного Крыма от готерива до альба включительно. Определено, что таксономическое разнообразие состоит из 64 вида фораминифер, которые принадлежат 33 родам и 15 семействам. Из них впервые для территории Украины обнаружено 19 видов, монографически описано 24 вида, для территории исследований – 54 вида. Составлен палеонтологический атлас раннемеловых фораминифер.

На основании стратиграфического и географического распространения таксонов выделены зональные комплексы видов, которые характеризуют соответствующие стратиграфические уровни нижнемелового разреза. Впервые выделено и описано 9 биостратиграфических подразделений по фораминиферам – 3 зоны (глобального распространения) и 6 слоев с фауной (регионального распространения): слои с Marginulinopsis sigali–Dorothia kummi (нижняя часть калининской свиты, нижний готерив); слои с Hedbergella sigali–Hedbergella tuschepsensis и Favusella tardita–Blefuscuiana primare (верхняя часть калининской свиты, нижний и верхний барем); слои с Blefuscuiana aptica (донузлавская свита нижнего апта); зона Hedbergella gorbachikae (нижняя часть каштановской свиты, верхи середнего и низы верхнего апта); слои с Hedbergella trocoidea (верхняя часть каштановской свиты, верхи верхнего апта); зона Hedbergella planispira (татьяновская, рылеевская, тарханкутская свиты, елизаветовская толща, нижний и средний альб); слои с Trochogerina infracretacea–Hedbergella globigerinellinoides (ковыльненская свита, нижняя часть верхнего альба); зона Rotalipora ticinensis (нижнекраснополянская и нижнепривольненская подсвиты, верхи верхнего альба) [2, 3]. Создана биостратиграфическая схема расчленения нижнемеловых отложений Равнинного Крыма [4].

Впервые для структурно-фациальных районов нижнего мела Равнинного Крыма выделено три типа разрезов – терригенно-вулканогенно-карбонатный в Северокрымском структурно-фациальном районе, терригенно-кремнистый и терригенно-карбонатно-глинистый в Южнокрымском структурно-фациальном районе. В основу выделения положен комплекс признаков: полнота стратиграфического разреза, литологический состав отложений, вертикальная последовательность и пространственное распространение отдельных литостратонов, закономерности изменения их мощностей, последовательность изменения биостратонов, время

формирования каждого типа разреза (возрастной объем – относительный геологический возраст, определенный по ископаемым организмам).

Усовершенствована действующая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Равнинного Крыма путем введения зональной шкалы по фораминиферам. В процессе ревизии пересмотрены и уточнены объем, положение, распространение и проведение границ литостратиграфических подразделений (дополнена микропалеонтологическая характеристика, детализировано литологическое описание, уточнены границы проведения и значения мощностей выделенных литостратиграфических подразделений, обоснован возраст и стратиграфическое положение в ОСШ [5] калининской, каштановской свит и елизаветовской толщи).

По результатам межрегиональной корреляции установлены одновозрастные аналоги биостратонов нижнего мела Равнинного Крыма на территориях, которые принадлежали к бассейнам Тетической области, Атлантическому и Тихому океанам. Выделены критерии сопоставления, к ним принадлежат общие виды-индексы, наличие в зональных ассоциациях характерных таксонов и привязка фораминиферовых биостратонов к аммонитовым зонам. Прослежено глобальное распространение стратонов нижнего мела, связи между бассейнами седиментации, изменение полноты стратиграфической колонки нижнего мела, детализированы местные шкалы с определением глобальных, региональных и локальных биостратонов, создана схема межрегиональной корреляции [4].

По результатам палеоэкологического анализа ассоциаций фораминифер уточнена палеогеографическая характеристика раннемелового бассейна и прослежено изменение во времени и по площади обстановок осадконакопления. Определено, что на протяжении раннемеловой эпохи накопление осадков происходило в приконтинентальном морском бассейне, в зоне сублиторали (шельф). Он характеризовался нестабильными условиями (изменением физических (динамика вод, глубина), химических (процессы седиментации, состав вод, температура), биологических (таксономический состав фаунистических комплексов) и географических (конфигурация очертаний площади морского бассейна, направление трансгресии) факторов), что позволило выделить в истории его развития два этапа – готерив–раннеаптского и среднеапт–альбского (первый отвечает трансгресивно–регресивному циклу осадконакопления, второй – регресивно–трансгресивному циклу), которые совпадают с кривой изменения уровня Мирового океана [5]. Они существенно отличались между собой конфигурацией очертаний и направлением трансгрессии моря, характером и темпами седиментогенеза, глубинами, температурами, фаунистическими комплексами и связями с бассейнами Западного и Восточного Мезотетиса. Выделены фораминиферовые ассоциации мелководного шельфа (готерив–ранний апт) и переходной зоны (средний апт–альб).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Стратиграфическая схема нижнемеловых отложений северо-западных побережий Черного моря, шельфа Черного моря и Крыма (1993) // Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Киев.

2. *Тузяк Я.М.* (2008). Біостратиграфічний поділ готерив-баремських відкладів Рівнинного Криму за форамініферами // Палеонтологічний збірник. № 40. С. 41–67.

3. *Тузяк Я.М.* (2009). Біостратиграфічний поділ аптських відкладів Рівнинного Криму за форамініферами // Викопна фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти / [відп. ред. П.Ф. Гожик]. К. С. 150–158. (Збірник наукових праць ІГН НАН України).

4. *Тузяк Я.М.* (2011). Фораминиферы нижнего мела Равнинного Крыма: систематика, биостратиграфия, корреляция, палеоэкология, палеогеография // Современные вопросы геологии. 4-е Яншинские чтения, посвященные 100-летию со дня рождения академика А.Л. Яншина, материалы молодежной конференции 9–11 ноября 2011 года. М.: ГЕОС. С. 220–226.

5. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G.,* et al. (2004). A Geologic Time Scale. Cambridge University Press. 589 p.

ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ НИЖНЕГО КЕЛЛОВЕЯ МИХАЙЛОВСКОГО РУДНИКА (КУРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Устинова М. А.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: ustinova_masha@mail.ru

THE FORAMINIFERA OF LOWER CALLOVIAN (KURSK REGION) OF MIHAJLOVSKY MINE

Ustinova M. A.
Geological Instityute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: ustinova_masha@mail.ru

Карьер Михайловского рудника, где ведется добыча железных руд открытым способом, расположен в Курской области, в 90 км. к северо-западу от г. Курск, в 3 км. к юго-востоку от г. Железногорск. В 1999 г. из нижних 10 м нижнекелловейской фатежской свиты этого разреза Д. Б. Гуляевым были отобраны 11 проб с интервалом в 1 м., послуживших материалом для изучения фораминифер. Остракоды из этого разреза были изучены Е. М. Тесаковой в 2008 г. Весь материал четко привязан к детальной аммонитовой шкале [3].

Фораминиферы изучались Преображенской В. Н. в 1966 г. [2]. Но, с учетом новых данных, как по аммонитам, так и по остракодам, возникла необходимость в их переизучении с целью уточнения состава комплекса и его распределения по разрезу.

Изученный интервал имеет следующее строение снизу вверх:

Слой 1. Глина серая слабо песчанистая, слабо известковистая, с тонкими прослойками рыжеватого глинистого песка. Мощность 1.4-1.5 м. Аммониты: *Paracadoceras elatmae* (Nikitin), *“ Costacadoceras” mundum* (Sasonov), *Macrocephalites prosekensis* Gulyaev. По аммонитовой шкале этот слой охватывает зону elatmae [3]. Из него изучено 2 образца. В образце № 1 определены *Astacolus calloviensis* (Mitjan.), *Frondicularia spatulata* Terq., *Lenticulina cultratiformis* Mjatl., *L. quenstedti* (Gumb.), *L. sphaerica* (Kub. et Zw.), *L. tatariensis* (Mjatl.). Образец №2 отсутствует.

Слой 2. Глина светло-серая с зеленоватым оттенком, известковистая, биотурбированная. Граница с подстилающим слоем несет признаки размыва. Он отмечен мелкой кварцевой и фосфоритовой галькой и дресвой. В 1-1.5 м от основания проходит горизонт септированных уплощенных конкреций плотного светло-серого мергеля (диаметром до 1 м.), участками переходящий в линзы этого мергеля протяженностью до 5-7 м и мощностью до 0.7 м. Мощность 4.5 – 5 м. Аммониты: *Chamoussetia crobyloides* (Quenstedt), *Ch. chamousseti* (Orbigny), *Kepplerites (Gowericeras) gowerianus toricelli* (Oppel), *Kepp. (Gow.) gowerianus gowerianus* (Sowerby), *Proplanulites (Proplanulites) koenigi* (Sowerby), *P. (P.) capistratus* Buckman, *Toricellites aproximatus* Buckman. По аммонитовой шкале этот слой отнесен к зоне subpatruus – зоне koenigi, подзоне gowerianus [3]. Из этого слоя были отобраны образцы 3-7. Комплекс фораминифер включает: *Ammobaculites fontinensis* (Terq.), *Astacolus arguta* Reuss, *A. calloviensis* (Mitjan.), *Citharina heteropleura* (Terq.), *Epistomina mosquensis* (Uhlig.), *Frondicularia spatulata* Terq., *Haplophragmoides infracalloviensis* Dain, *H. subtilis* Mjatl., *Lenticulina hybrida* (Terq.), *L. praerussiensis* Mjatl., *L. sphaerica* (Kub. et Zw.), *L. tatariensis* (Mjatl.), *Marginulina mjatliukae* Schokh., *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig.), *Pseudonodosaria pupoides* (Terq.), *Recurvoides ventosus* Habar.

Слой 3. Глина серая с многочисленными включениями желтоватой песчанистой глины биотурбированная. По всей толще встречаются уплощенные конкреции светло-серого мергеля. Граница с нижележащим слоем представляет собой поверхность размыва, маркированную мелкой черной фосфоритовой галькой. Мощность 16-19 м.

Аммониты: *Kepplerites (Gowericeras) indigestus* Buckman, *Proplanulites (Proplanulites) cf. ferruginosus* Buckman. *Toricellites lahuseni* (Parona et Bonarelli). По аммонитовой шкале этот слой отнесен к зоне koenigi – подзоне cultilobus [3]. Из нижних 4 м. отобраны образцы 8-11. Фораминиферы: *Astacolus batrakiensis* (Mjatl.), *A. calloviensis* (Mitjan.), *Citharinella nikitini* (Uhlig.), *Epistomina mosquensis* (Uhlig.), *Frondicularia spatulata* Terq., *Lenticulina catascopium* Mitjan., *L. cultratiformis* Mjatl., *L. hybrida* (Terq.), *L. praerussiensis* Mjatl., *L. pseudocrassa* Mjatl., *L. quenstedti* (Gumb.), *L. tatariensis* (Mjatl.), *L. varians* (Born.), *Marginulina krylovae* Mjatl., *M. mjatliukae* Schokh., *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig.), *Tristix suprajurassica* (Paalz.).

Макрофауна во всех трех слоях представлена аммонитами, белемнитами, двустворками и брахиоподами [3].

Фораминиферы распространены по разрезу неравномерно. В его нижней части (образцы 1-4) их количество достигает первые десятки экземпляров, выше оно возрастает до сотен. Они имеют хорошую сохранность. Комплекс имеет сложный состав, потому что в него входят *Haplophragmoides infracalloviensis*, *Recurvoides ventosus*, *Lenticulina tatariensis*, *Marginulina krylovae*, *M. mjatliukae*, которые являются видами, характерными для нижнекелловейской зоны Haplophragmoides infracalloviensis – Guttulina tatariensis [1]. Они встречаются в единичных экземплярах. Гораздо более многочисленны (десятки экземпляров) встречающиеся с ними совместно среднекелловейские *Epistomina mosquensis* и *Pseudolamarckina rjasanensis* (фототабл). В единичных экземплярах встречаются *Astacolus batrakiensis* (Mjatl.), *Lenticulina cultratiformis*, *L. pseudocrassa*. Все эти виды характерны для вышележащей зоны Lenticulina cultratiformis – Lenticulina pseudocrassa среднего келловея [1] и вместе с нижнекелоловейскими встречаться не должны. Тем не менее В. Н. Преображенская указывает на наличие в Брянской области горизонта глин, разделяющего нижний и средний келловей с характерной для каждого из них микрофауной, и содержащего смешанный комплекс фораминифер, аналогичный описанному выше [2]. В пределах Курской и Белгородской областей, по этому автору, смешанная фауна отсутствовала. Ее отсутствие объяснялось размывами между нижним и средним келловеем [2]. Настоящее исследование показало, что слои со смешанным комплексом фораминифер присутствуют. Неизвестно только их распространение как по площади, так и по вертикали, так как пока изучен только один разрез.

С раннего келловея и до позднего келловея включительно в пределах Русской плиты установился морской режим. Море было мелководным, нормально соленым, тепловодным (температура воды в Московской синеклизе составляла 17.9 – 18^{0}С, а в соседнем Польском море – 14.5 – 20.8^{0}С). По систематическому составу фауна фораминифер, населявших его, относится к нодозариидово-эпистоминовому типу. Все они являются иммигрантами, поступавшими из соседних морских бассейнов: Печорского, Крымского, Кавказского, Польского [4]. Появление смешанной нижне-среднекелловейской фауны в Брянской области В. Н. Преображенская объясняет постепенной трансгрессией с северо-запада нижнекелловейского моря и постепенной миграцией фораминифер с северо-запада на юго-восток. На северо-западе среднекелловейский комплекс появился раньше, чем на юго-востоке, что привело к смешению фаун [3].

Работа выполнена при поддержке Программы РФФИ- грант № 12-05-00690.

(FORAMINIFERA)

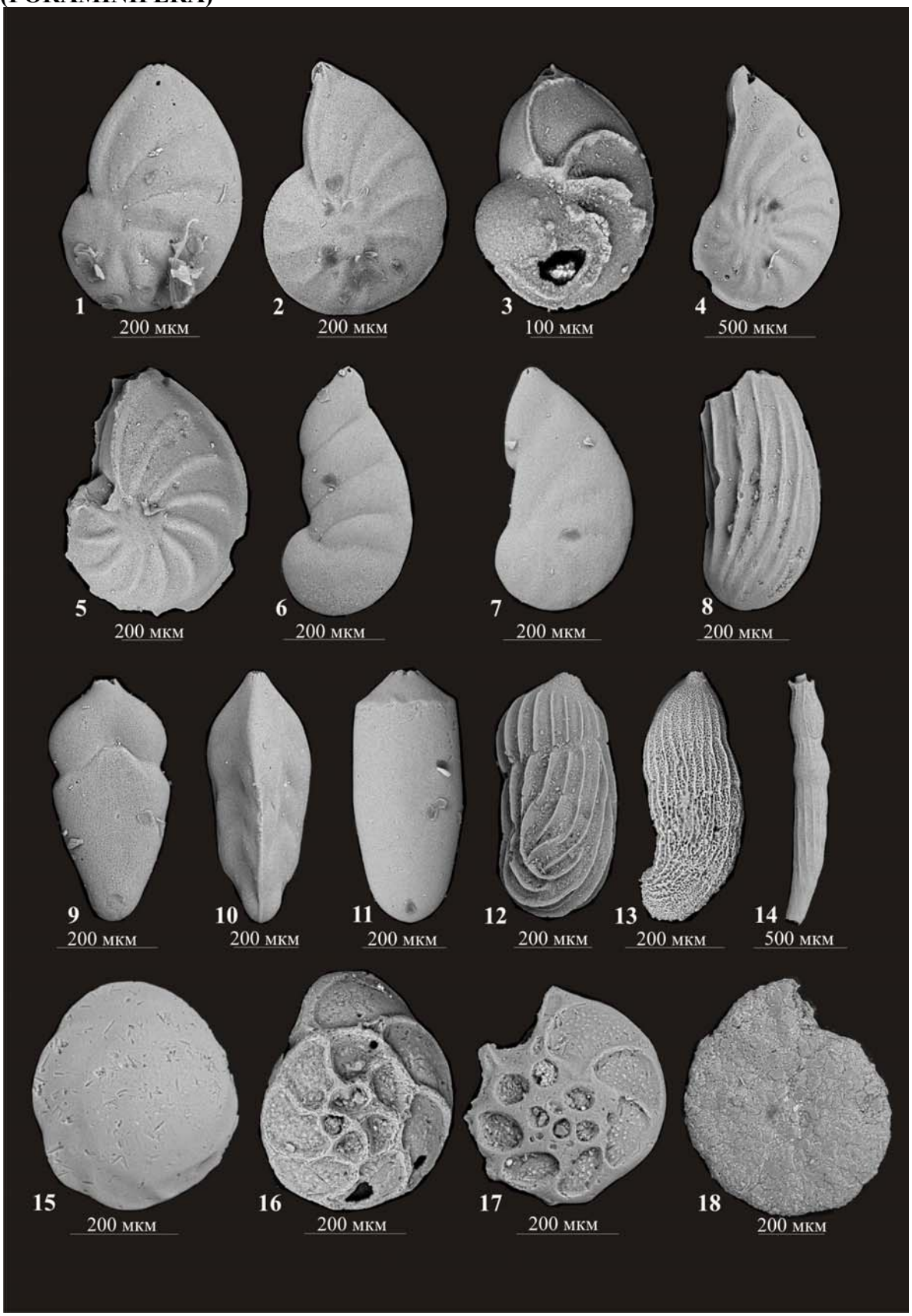


Таблица. Характерные фораминиферы нижнего келловея Михайловского рудника: 1 – Lenticulina tatariensis (Mjatl.), обр. 3; 2 - *Lenticulina cultratiformis* Mjatl., обр. 9; 3 - *Lenticulina quenstedti* (Gumb.), обр. 7; 4 - *Lenticulina catascopium* Mitjan., обр.

1; 5 - *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., обр. 9; 6 - *Lenticulina hybrida* (Terq.), обр. 1; 7 – *Astacolus calloviensis* (Mitjan.), обр. 3; 8 – *Astacolus arguta* Reuss, обр. 7; 9 - *Frondicularia spatulata* Terq., обр. 7; 10 – *Tristix furssenkoi* Kapt., обр. 7; 11 - *Pseudonodosaria pupoides* (Terq.), обр. 3; 12 - *Marginulina mjatliukae* Schokh., обр. 4; 13 - *Marginulina krylovae* Mjatl., обр. 10; 14 – Dentalina multicostata Terq., обр. 7; 15 - *Pseudolamarckina rjasanensis* (Uhlig.), со спинной стороны, обр. 6; 16 - *Epistomina mosquensis* (Uhlig.), со спинной стороны, обр. 3; 17 – *Epistomina callovica* Kapt., со спинной стороны, обр. 10; 18 - *Haplophragmoides infracalloviensis* Dain, со спинной стороны, обр. 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азбель А. Я., Григялис А. А., Кузнецова К. И.* (1991). Юрская система. Средний отдел. Европейская часть СССР // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра. С. 36 – 44.

2. *Преображенская В. Н.* (1966). Юра и низы нижнего мела территории ЦЧО. Изд-во Воронежского ун-та. Воронеж. 282 с.

3. *Тесакова Е. М., Стреж А. С., Гуляев Д. Б.* (2009). Новые остракоды из нижнего келловея Курской области. Палеонтологический журнал. № 3. с. 25-36.

4. *Янин Б. Т.* (1999). Биота келловейского моря Русской плиты. Бюлл. МОИП, отд. Геол. Т. 74. Вып. 1. С.. 47 – 55.

МЕЛКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ НИЖНЕЙ ПЕРМИ ИЗ РАЗРЕЗА РАХДАР, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ИРАН

Филимонова Т.В.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: filimonova@ginras.ru

SMALLER FORAMINIFERS OF LOWER PERMIAN IN SECTION RAHDAR, CENTRAL IRAN

FilimonovaT.V.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: filimonova@ginras.ru,

В блоке Калмард Центрального Ирана, вытянутого с севера на юг, ранее были изучены разрезы пермских отложений. Они были открыты и объединены в формацию Хан А. Аганабати [4]. В них были изучены фузулиниды [1, 2, 5, 6, 8, 9, 10], конодонты [12], мшанки и мелкие фораминиферы [2, 3, 7]. На сегодняшний день к серии Хан, состоящей из песчаников, известняков и доломитов мощностью до 300 м, залегающей трансгрессивно на отложениях нижнего карбона, относят формации Чили, Сартахт, Хермез и Ризи, разделенные между собой поверхностями несогласий.

В разрезе Рахдар (33°27' с.ш., 56°39' в.д.), расположенном в 100 км к западу-юго-западу от города Табас, серия Хан, представленная формациями Чили и Сартахт, с размывом залегает на породах формации Гачал раннекаменноугольного возраста. Формация Чили (55 м) с размывом перекрывается породами формации Сартахт с бокситами в основании (Рис. 1). В формации Чили выделено два комплекса фузулинид – калакташский и хелванский [2]. Мелкие фораминиферы изучались в прозрачных шлифах, сделанных Х. Ярамадзахи и Э.Я. Левеном.

По мелким фораминиферам удалось выделить два разновозрастных комплекса: 1. позднесакмарский **с Deckerella elegans-Nodosinelloides pinardae-Geinitzina longa**, сопутствуемый «калакташским» фузулинидовым комплексом, и 2. позднесакмарско-раннеартинский (?) **с Howchinella sossipatrovae**, одновозрастный «хелванскому» фузулинидовому комплексу.

1. Позднесакмарский комплекс с Deckerella elegans-Nodosinelloides pinardae-Geinitzina longa выделяется в слоях 3 – нижней половине слоя 9 (в обр. PRH75-119,CKR25-35). Он приурочен к слоям с фузулинидами «калакташского» комплекса. Нижний комплекс мелких фораминифер (35 видов из 13 родов) состоит как из проходящих каменноугольно-пермских видов, так и из присущих в основном сакмарским отложениям. Это виды *Nodosinelloides* sp.3 (аналогичный виду из сакмарских отложений Северного Афганистана), *Nodosinelloides longissima* (Sul.), *Geinitzina magna* Lip., *Nodosinelloides pinardae* Groves et Wahlman, *Endothyra lipinae* Mor., *E. soshkinae* Mor., *Deckerella elegans* Mor., *Deckerella media bashkirica* Mor. Кроме них в комплексе появляются уже сакмарско-артинские, либо артинские виды: *Nodosinelloides conspecies* (Lip.), *Mezolasiodiscus costiferus* (Lip.), *Deckerella elegans kamaica* Bar. и *Nodosinelloides mirabilis* (Lip.). Виды *Hemigordius ovatus ovatus* Grozd., *Hemigordius ovatus minima* Grozd. выделены в артинско-кунгурских отложениях в Приуралье, но оказалось, что в Тетисе они занимают более широкое временное распространение - от гжельского до болорского века включительно. Вид *Deckerella media* Mor. характерен для ассельско-сакмарских отложений Приуралья. Вид *Nodosinelloides* cf. *gikensis* (Lin) характерен для зоны Palaeotextularia fujianensis-Multidiscus яхташско-болорского возраста Юго-Восточного Китая [11]. Состав комплекса неоднороден в разрезе и в каждом слое. Тем не менее, в нижней части интервала с позднесакмарским комплексом преобладают Hemigordiidae 71% (обр.

CKR25), выше Geinitzinidae 33-50%, Palaeotextulariidae 11-43%, Bisseriamminidae 43%, Tetrataxidae 33% (обр. PRH75-R2). В верхней части начинают превалировать Palaeotextulariidae до 72% (и среди них *Deckerella*). Состав меняется от слоя к слою, но в целом для этого комплекса характерно широкое развитие *Deckerella* и Hemigordiidae. Процентное содержание раковин разных родов в шлифе в этом комплексе в разрезах Тангале-Мохтар, Падех, Дарин и Гачал по средним значениям очень похоже. Особенностью комплекса является преобладание в нем вида *Deckerella elegans* наряду с редкими *Geinitzina longa* и *Nodosinelloides pinardae,* присутствие помимо упомянутых ранее разнообразных и многочисленных представителей рода *Nodosinelloides*, а также представителей семейства Hemigordiidae.

2. Позднесакмарский-раннеартинский? комплекс с Howchinella sossipatrovae установлен в верхней половине слоя 9 – 11 слое (обр. PRH120-128,CKR40-56). Верхний комплекс мелких фораминифер (20 видов из 14 родов) выделен по появлению *Howchinella sossipatrovae* Bar. et Kosch., описанного из нижнеартинского подъяруса Пермского Приуралья. Комплекс состоит из проходящих пермских видов и видов менее широкого стратиграфического распространения. Так в нем появляются виды *Bradyinelloides ordinata* (Kon.) (описан из сакмарских отложений Приуралья), *Climacammina* cf. *belemnites* Lin (из зоны Palaeotextularia longissima-Cribrogenerina prosphaerica ассельско-сакмарского возраста Юго-Восточного Китая [11]), вид *Langella* cf. *paraperforata* Lin из вышележащей зоны Palaeotextularia fujianensis-Multidiscus яхташско-болорского возраста, а также артинские *Protonodosaria praecursor* (Rauser) и *Geinitzina* cf. *magna kislovi* Kosch. По количеству в комплексе преобладают представители рода Climacammina 72 %, в отличие от преобладающих видов рода Deckerella в нижележащем комплексе. Нет резкого различия в видовом и родовом составе мелких фораминифер этих двух комплексов, граница проведена по появлению первых Howchinella, также в нем появляются роды *Bradyinelloides*, *Langella*, *Frondina* и *Protonodosaria*.

Присутствие в позднесакмарском комплексе индекс-видов слоев с Deckerella elegans-Nodosinelloides pinardae-Geinitzina longa Центрального Памира (F,2010) позволяет сопоставить комплекс в разрезе Рахдар Центрального Ирана с комплексом из одноименных слоев Центрального Памира, а также с одноименным комплексом из четырех разреза Центрального Ирана – Тангале-Мохтар, Падех, Гачал и Дарин [3]. Среди упомянутых индекс-видов преобладают *Deckerella elegans*, реже встречаются *Nodosinelloides pinardae* и *Geinitzina longa*. В иранских разрезах возраст слоев с этим комплексом был определен по присутствию конодонтов зоны anceps Приуралья [2]. В комплексе мелких фораминифер этих слоев в разрезе Рахдар, а также в разрезе Дарин и Гачал, помимо сакмарских видов Приуралья, наблюдаются нижнеартинские виды *Deckerella elegans kamaica,Howchinella* sp. и др.

Слои с позднесакмарским-раннеартинским? комплексом с Howchinella sossipatrovae и с «хелванским» фузулинид прослеживаются в разрезах Тангале-Мохтар и Падех Центрального Ирана, где они найдены в обломках из конглобрекчий выше поверхности несогласия между формациями Чили и Сартахт. В комплексе преобладают сакмарские виды, а по появлению сакмарско-артинских либо раннеартинских видов (*Howchinella sossipatrovae, Protonodosaria praecursor* и *Geinitzina* cf. *magna kislovi)*, распространенных в Приуралье, а также по положению в разрезе (выше позднесакмарского), можно предположить, что возраст комплекса позднесакмарско-раннеартинский (?). В разрезах Тангале-Мохтар и Падех наблюдаются лишь элементы верхней части этого интервала разреза с Bradyinidae. Вероятно, слои с представителями *Langella* и *Howchinella*, развитыми в нижней части указанного интервала в разрезе Рахдар, не сохранились в разрезах Тангале-Мохтар и Падех, так как в них хелванский

комплекс найден в обломках известняков из конглобрекчий выше поверхности размыва на границе формаций Чили и Сартахт. То есть, интервал с *Langella* и *Howchinella* размыт.

Обращает на себя внимание асинхронность жизни мелких фораминифер в Тетической области и Приуралье. Но эта асинхронность может быть только видимая, поскольку такое несоответствие может быть связано с разным объемом сакмарского яруса в тетической и общей стратиграфической шкалах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 11-05-00950.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Левен Э.Я., Горгидж М.Н.* (2009). Разрез пермских отложений и фузулиниды в горах Хелван, провинция Йезд, Центральный Иран // Стратиграфия. Геол. корр. Т. 17. № 2. С. 47-65.

2. *Левен Э.Я., Горгидж М.Н.* (2011). Калакташский и хелванский комплексы пермских фузулинид в разрезах Падех и Санг-вариз (горы Хелван, провинция Йезд, Центральный Иран) // Стратиграфия. Геол. корр. Т. 19. № 2. С. 20-39.

3. *Филимонова Т.В.* (2011). Корреляция сакмарских отложений Центрального Памира и Центрального Ирана по мелким фораминиферам // Эволюция органического мира в палеозое и мезозое. Сб. научн. работ. Санкт-Петербург: Изд-во «Маматов». С. 70-75.

4. *Aghanabati A.* (1977). Etude geologique de la region de Kalmard (W. Tabas). Geol. Surv. Iran., Tehran. V. 35. P. 1-230.

5. *Arefifard S., Davydov V.I.* (2004). Permian in Kalmard, Shotori and Shirgesht areas, central-eastern Iran // Permophiles. No. 44. P. 28-32.

6. *Davydov V.I., Arefifard S.* (2007). Permian fusulinid fauna of peri-Gondvanan affinity from the Kalmard region, East-Central Iran and its significance for tectonics and paleogeography // Palaeontologia Electronica. 10.2.10A. http://palaeo-electronica.org/2007_2/00124/index.html

7. *Filimonova T.V.* (2010). Smaller Foraminifers of the Lower Permian from Western Tethys // Stratigraphy and Geological Correlation. V. 18. N. 7. P. 687-811. © Pleiades Publishing, Ltd., 2010.

8. *Kahler F.* (1977). Bemerkenswerte Fusuliniden-Funde im ostmediterranen und iranishen Raum // N. Jb. Palaont. Mh. (in Stuttgart). V. 4. P. 199-216.

9. *Leven E.Ja., Gorgij M.N.* (2007). Fusulinids of the Khan formation (Kalmard region, eastern Iran) and some problems of their paleobiogeography // Russian Journal of Earth Sciences, V. 9, ES1004, doi:10.2205/2007ES000219.

10. *Leven E.Ja., Naugolnykh S.V., Gorgij M.N.* (2011). New finds of Permian fossils in the Central iran (the Kalmard block) and their significance for correlation of the Thethyan, Uralian, and west European scales // Riv. It. Palaeont. Stratigr. V. 117. N. 3. P. 355-374.

11. *Lin X.-s.* (1990). Foraminiferal Fauna from Late Carboniferous and Early Permian of West Fujian // Acta Micropaleontologica Sinica. V. 29. № 6. P. 716-733.

12. *Reimers A.N., Leven E.Ja., Rasskazova N.B.* (2008). New finds of Permian conodonts in Iran // Permophiles. N. 51. P. 27-28.

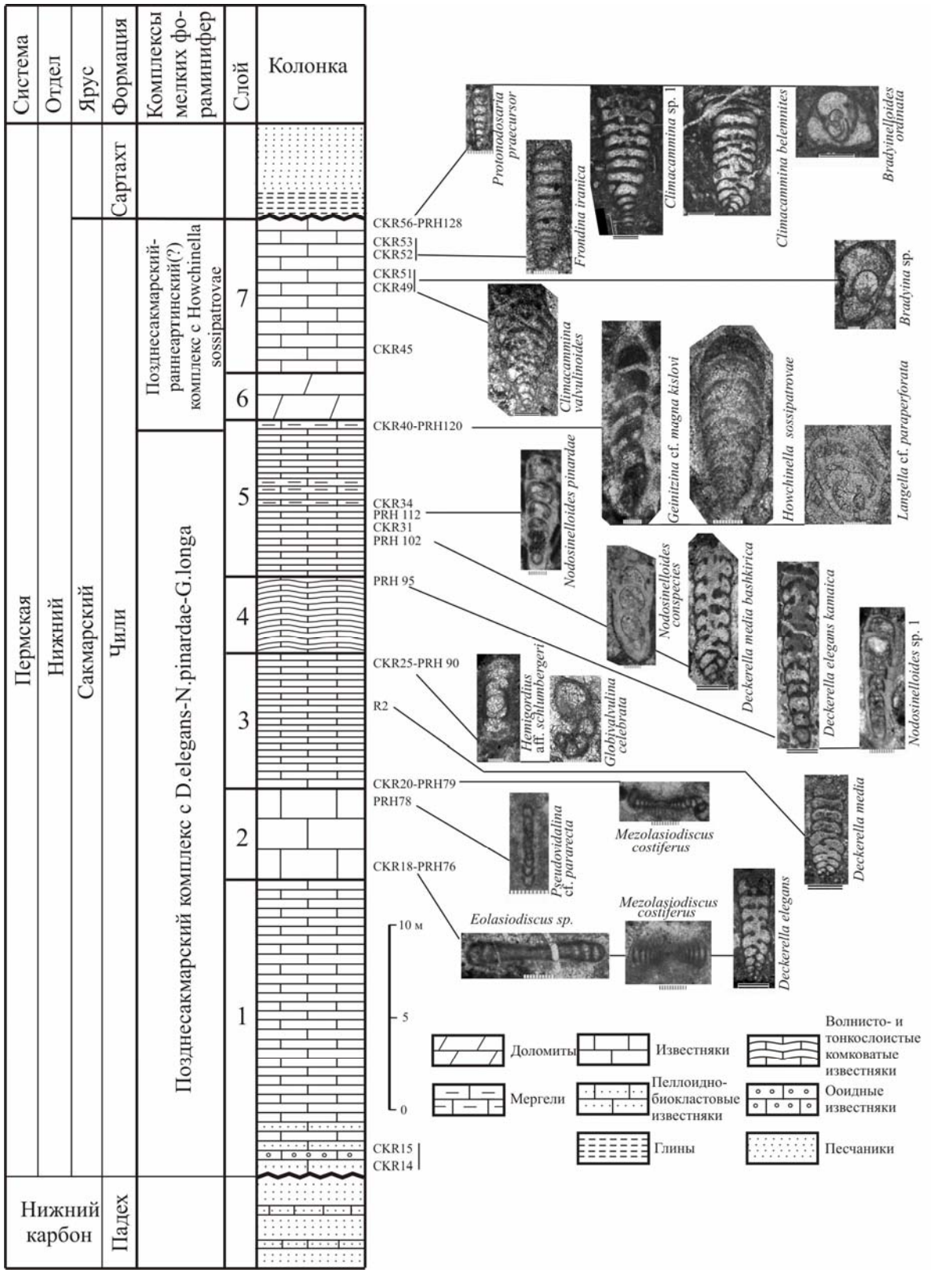


Рис. 1. Литологическая колонка и уровни появления некоторых видов мелких фораминифер в разрезе Рахдар Центрального Ирана. Масштабная линейка из десяти делений – 0,1 мм, двойная – 0,5 мм.

ТРИАСОВЫЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ СПИРАЛЬНЫХ НОДОЗАРИИД (FORAMINIFERA)

Ядренкин А.В.
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, YadrenkinAV@ipgg.nsc.ru

EVOLUTION OF SPIRAL NODOSARIIDS (FORAMINIRERA) IN TRIASSIC

Yadrenkin A.V.
Trofimuk Institut of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, YadrenkinAV@ipgg.nsc.ru

Спиральные нодозарииды представляют собой группу родов семейства Vaginulinidae Reuss, 1860 [11], которое объединяет формы со спирально-свернутым строением всей раковины или хотя бы ее начального отдела. Эта группа занимает заметное место в комплексах мезозойских фораминифер и имеет важное стратиграфическое значение. Вопросам систематики нодозариид был посвящен специальный семинар, по результатам которого была опубликована монография «Проблемы систематики спиральных нодозариид» [4]. В ней была предложена общая методика изучения и описания данной группы, установлены основные диагностические признаки, рассмотрено таксономическое значение признаков, разработана терминология, намечены основные эволюционные тренды. Эта работа была использована нами в качестве руководящей для определения родовой принадлежности видов. В задачу проведенного исследования входило определение времени появления и стратиграфический диапазон распространения таксонов родового ранга, и в общих чертах особенностей их палеогеографического распространения. В основу положен материал из личных сборов автора, из опорных разрезов триаса севера Средней Сибири и Новосибирских островов (о. Котельный), проанализированы публикации по триасовым фораминиферам мира. Рассмотрено распространение следующих таксонов - роды Astacolus Montfort, 1808, Lenticulina Lamarck, 1804, Planularia Defrance, 1826, Marginulina Orbigny, 1826, Marginulinopsis Silvestri, 1904, Vaginulina Orbigny, 1826, Vaginulinopsis Silvestri, 1904, Falsopalmula Bartenstein, 1948, Citharinella Marie, 1938.

Анализ стратиграфического распространения позволил выделить следующие этапы:

1. **Пермь – раннетриасовый** (Рис.1). Появление нодозариид со спирально-плоскостным расположением камер представителей родов Astacolus, Falsopalmula. Находки астаколюсов известны из ранней перми Австралии [7] и севера Сибири [1]. В раннем триасе присутствие эти же родов установлено в слоях с Columbites (верхний оленек) в Айдахо [17].

2. **Анизийский** (Рис. 1). На севере Средней Сибири (Восточный Таймыр) в нижнем анизии выявлены фалзопалмулы, а также установлены первые маргинулины, морфологически близкие с *Marginulina grazynae* Styk из нижнего Muschelkalk (средний анизий) Польши [15]. Из этих же отложениий Польши описаны представители рода Astacolus, и отмечены первые триасовые Marginulinopsis, Vaginulinopsis [15]. В среднем – верхнем анизии (известняки Steinalm) Западных Карпат отмечены первые Lenticulina [13]. Из верхнего анизия нотальной области с шельфа Северо-Западной Австралии описаны Astacolus, Lenticulina, Marginulina, Citharinella, Falsopalmula [9]. Из выше перечисленного вызывает сомнение отнесение описанных видов к родам Marginulinopsis, Vaginulinopsis и Lenticulina.

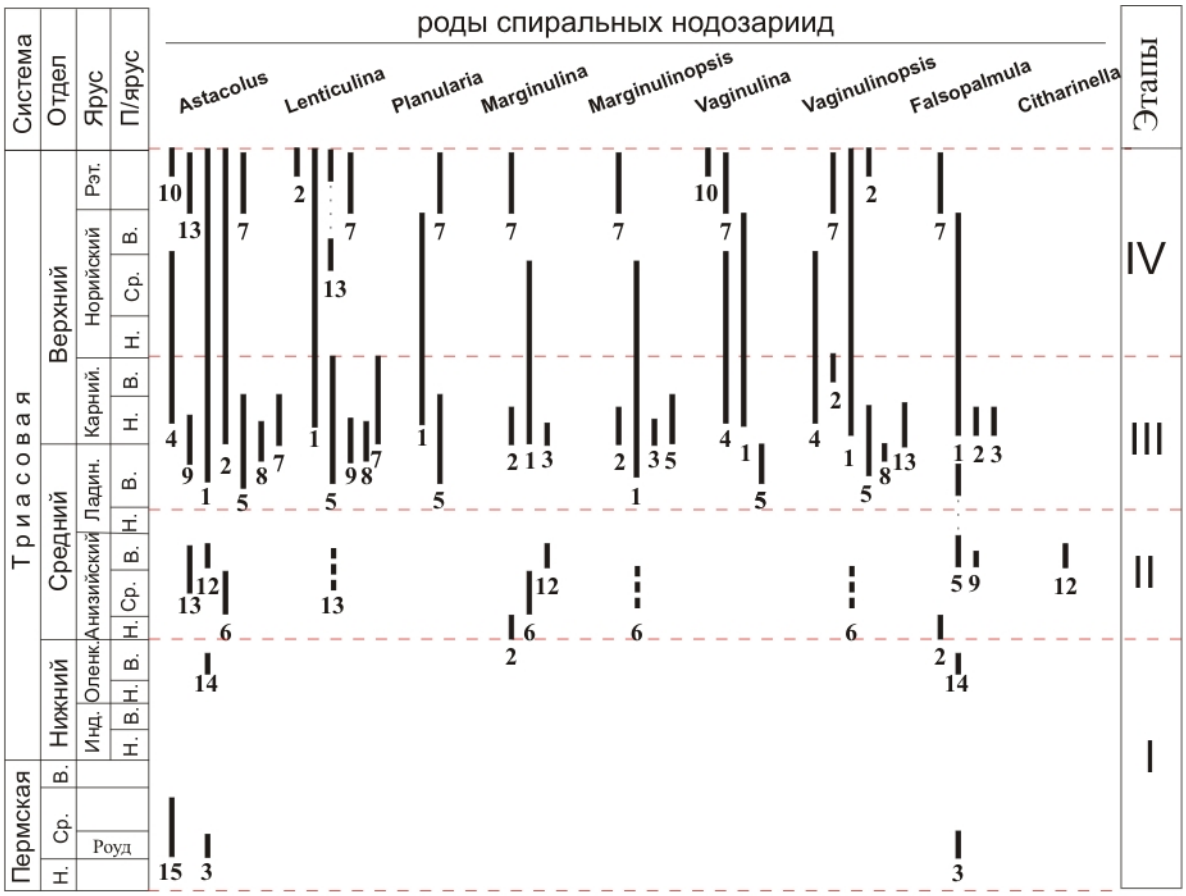


Рис.1. Стратиграфическое распространение родов спиральных нодозариид в перми и триасе.

Условные обозначения: ——— распространение рода,
- - - - распространение, но определение рода принято условно

Местонахождение родов спиральных нодозариид:

1 - о. Котельный (наши данные), 2 - север Сибири (наши данные), 3 - север Сибири (Герке, 1961) , 4 - Северная Аляска (Tappan, 1951), 5 - Кавказ (Ефимова, 1974, 1991), 6 - Польша (Styk, 1975), 7 - Восточные Альпы (Oberhauser, 1960, Kristan-Tollmann, 1964), 8 - Венгрия (Oravecz-Scheffer, 1987), 9 - Болгария (Trifonova, 1978), 10 - Англия (Hallam, 1988), 11 - Новая Зеландия (Strong, 1984), 12 -Австралия (Heath, Apthorpe, 1986), 13 - Западные Карпаты (Salaj et al., 1983), 14 - Айдахо, США (Tosk, Anderson, 1988), 15 - Австралия (Crespin, 1958)

3. **Подзнеладинско-карнийский** (Рис. 1). В бореальной области в верхнем ладине появляются первые маргинулинопсисы (о.Котельный). Позднее с началом раннекарнийской трансгрессии отмечается массовое появление и повсеместное распространение спиральных нодозариид по всей бореальной области [1, 3, 5]. С этого уровня спиральные нодозарииды становятся обычным элементом в составе фораминиферовых комплексов. Представители родов Astacolus, Lenticulina, Marginulina, Marginulinopsis входят в состав доминантов комплексов, реже встречаются вагинулинопсисы, планулярии, фалзопалмулы. Характерными для этого интервала являются представители своеобразных видов *Marginulina subnordvikensis* Gerke и *M. nordvikensis* Mjatlyuk.

В северных частях тетических палеоакваторий, где в это время устанавливается режим с преобладанием терригенной седиментации наблюдается похожая картина [2, 12, 13, 18]. Здесь в ладине появляются лентикулины, в том числе виды с классической плотносвернутой раковиной, вагинулинопсисы, присутствуют астаколюсы [2]. В раннем карнии спиральные нодозарииды широко распространяются северу Тетиса и занимают существенное место в комплексах фораминифер.

4. **Норийско-рэтский** (Рис. 1). Экспансия спиральных нодозариид расширение географии распространения и увеличение таксономического разнообразия

продолжается в ранне- и средненорийское время. В бореальных регионах (о. Котельный) в начале нория отмечается появление классических инволютных плотносвернутых лентикулин (*L.* ex gr. *gυttingensis* Born. и др.), а также нескольких видов вагинулинопсисов, астаколюсов. Появляются фалзопалмулы типичного мезозойского облика, возможно, настоящие палмулы. В позднем нории – рэте наблюдается смена комплексов, сокращается роль нодозариид, из спиральных встречаются лишь лентикулины, астаколюсы, вагинулинопсисы. При сравнении сибирских комплексов с комплексами фораминифер из нотальной области отмечаем присутствие близких видов спиральных нодозариид, причем на относительно изохронных уровнях (отамитанский ярус, Новая Зеландия) [14]. В тетических регионах в норийском, а особенно в рэтском спиральные нодозариды многочисленны и таксономически разнообразны. Они широко распространены в северном Тетисе, где наиболее характерны для комплексов предрифовых фаций открытого моря (Zlambach beds Восточных Альп и их аналоги) [8, 10, 13], в меньшей степени для фаций внутри рифовых бассейнов (Kцssen известняки) [8], так же присутствуют в эпиконтинентальных бассейнах (Penart формация, Англия) [8].

Таким образом, триас - важнейший период в эволюции спиральных нодозариид. В это время появились большинство родов, получивших свое дальнейшее развитие в мезозое.

Поскольку проблемы классификации и систематики спиральных нодозариид (в связи с их высокой изменчивостью) не решены до сих пор, следует отметить трудности, влияющие на корректность определений родовых таксонов: 1) форма поперечного сечения - важный диагностический признак, но его использование затруднено при изучении раковины по шлифам, и ставит под сомнение многие определения из районов с карбонатным осадконакоплением (тетических) и сравнение их с материалом из выделенных форм; 2) в силу наличия явления триморфизма, корректное определение рода возможно лишь на хороших выборках; 3) высокая изменчивость признаков (форма поперечного сечения, степень развития спирального отдела, изгиб швов, форма камер и т.д.) и зачастую отсутствие четких дискретных признаков. Все это порождает субъективизм в определениях, главным образом, касающийся родов *Marginulina, Marginulinopsis, Vaginulina, Vaginulinopsis*.

В результате проведенных исследований уточнено время появление ряда родов, для некоторых отмечены морфологические особенности, ранее для триасовых представителей спиральных нодозариид не упоминавшиеся. Так, первое появление лентикулин в анизии тетической области [12] можно принять условно, более обоснованным считаем поздний ладин, широкое распространенеие они получили в раннем карнии, где зафиксированы первые классические инволютные формы. В бореальных районах лентикулины отмечаются с раннего карния, представленные формами с полуэволютным строением раковины, первые инволютные плотносвернутые формы установлены в раннем нории. В сибирских популяциях триасовых лентикулин регистрируются экземпляры с нарушенной билатеральной симметрией. Такая тенденция к образованию трохоидной спирали ранее отмечалась у многих позднеюрских видов, что рассматривалось некоторыми авторами в качестве признака дарбиел [4].

Считалось, что наиболее обоснованным временем появления настоящих маргинулинопсисов является ранняя юра, а триасовые формы, описанные А.А.Герке [2], вероятнее всего близкие, но относящиеся к другому роду [6]. По нашим данным первые маргинулинопсисы появляются в позднем ладине, а в раннем карнии представлены несколькими видами [1, 5]. Также доказано, что вагинулинопсисы имеют не юрское, а верхнетриасовое происхождение. Установлено, что явление циклового

триморфизма характерно и для триасовых видов, т.е. в самом начале эволюционного развития [6], хотя ранее оно отмечалось лишь у более молодых кайнозойских видов.

Автор глубоко признателен Е.С. Соболеву и Л.К. Левчук (ИНГГ СО РАН) за консультации и ценные редакторские замечания по улучшению статьи.

Работа выполнена при поддержке Программ Президиума РАН № 20 и 24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Герке А.А.* **(**1961). Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири // Тр. НИИ Геологии Арктики. Л.: Гостоптехиздат. Т. 120. 519 с.

2. *Ефимова Н.А.* (1974). Триасовые фораминиферы Северо-Западного Кавказа и Предкавказья // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука. Вып. 17. С. 54-83.

3. *Касаткина Е.А.* (1989). Триасовые фораминиферы советской Арктики и Шпицбергена / Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. Тр. ИГиГ СО РАН. М.: Наука. Вып. 722. С. 31-38.

4. Проблемы систематики спиральных нодозариид. (1975). Вильнюс: Изд-во Минтис. 134 с.

5. *Ядренкин А.В.* (1991). Стратиграфическое распространение фораминифер в нижнекарнийских отложениях севера Средней Сибири // Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН. С. 49 -63.

6. *Ядренкин А.В., Клец Т.В.* (2004). Новые виды нодозариид (Foraminifera) из верхнетриасовых отложений севера Сибири // Новости палеонт. и страт. / Прил. к журн. Геология и геофизикаю Т. 45. Вып. 6-7. С. 133-143.

7. *Crespin I.* (1958). Permian Foraminifera of Australia // Australia Bur. Mineral. Res., Geol. Geophys. Bull. 48. Kanberra. 207 p.

8. *Hallam A., Shaarawy Z.* (1982). Salinity reduction of the end-Triassic sea from the Alpine region into northwestern Europe // Lethaia. V. 15. No. 2. P. 169-178.

9. *Heath R.S., Arthrope M.C.* (1986). Middle end Early? Triassic foraminifera from the Northwest Shelf, Western Australia // J. of Foram. Res. V. 16. No. 4. P. 313-333.

10. *Kristan-Tollmann E.* (1964). Die Foraminiferen aus den rhatischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkam-mergut// Jahrb. der Geol. bundesanst Sonderband. No. 10. P. 1-189.

11. *Loeblich A., Tappan H.* (1988). Foraminiferal Genera and their classification. New York. V. 1-2. 1182 p.

12. *Oravecz-Scheffer A.* (1987). Triassic foraminifers of the Transdanubian Central Range // Geologica Hungarica, Ser. Paleotologica. Budapestini: Martius. V. 50. 331 p.

13. *Salaj J., Borza K., Samuel O.* (1983). Triassic Foraminifers of the West Carpatians. Bratislava. 213 p.

14. *Strong C.P.* (1984). Triassic Foraminifera from Southland Syncline, New Zealand // Bull. New Zealand Geol. Surv. V. 52. P. 1-62.

15. *Styk O.* (1975). Foraminifera from the Lower and Middle Triassic of Poland // Acta Paleantologica Polonica. V. 20. No. 4. P. 501-534.

16. *Tappan H.* (1951). Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. Triassic Foraminifera // Geol. Surv. Prof. Papers. Washington. V. 236-A. P. 5-20.

17. *Tosk T.A., Anderson K.A.* (1988). Late Early Triassic foraminifers from possible dysaerobic to anaerobic paleoenvironments of the Thaynes Formation, southeast Idaho // J. of Foram. Res. V. 18. No. 4. P. 286-301.

18. *Trifonova E.* (1983). Correlation of Triassic foraminifers from Bulgaria and some localities in Europe, Caucasus and Turkey // Geologica Balcanica. V. 13. No. 6. P. 3-24.

RECONSTRUCTIONS OF PLEISTOCENE WATER INTRUSIONS FROM THE MEDITERRANEAN AND CASPIAN SEAS INTO THE BLACK SEA BASED ON FORAMINIFERA

Yanko-Hombach V. [1, 2], Motnenko I. [3]

[1] Interdisciplinary Coordination Scientific and Educational Center of Geoarchaeology, Marine and Environmental Geology, Ukraine, e-mail: valyan@onu.edu.ua

[2, 3] Avalon Institute of Applied Science, Winnipeg, Canada, e-mail: [2] valyan@avalon-institute.org, [3] irmot@avalon-institute.org

The hydrological balance of the Black Sea is governed by freshwater input from river runoff, precipitation, and evaporation [1] as well as an input from the Mediterranean and Caspian Seas through the Bosphorus Strait and Manych Spillway, respectively, when the basins were connected with the Black Sea. All these water bodies are characterized by specific biota that serve as excellent paleontological indicators of water intrusions from the neighbouring basins when their remains are found in geological sections.

In our presentation, we will provide a comparison of our data, obtained on benthic foraminifera for the last 780 kyr, with data recently published by [2], who reconstructed the timing of Pleistocene intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea based on the study of absolutely dated speleothem ^{18}O records extending back to 670 ka BP from six stalagmites collected from Sofular Cave located 10 km from the southern Black Sea coast in Turkey.

We will follow the Russian subdivision of the Quaternary System, which divides the Quaternary into the Eopleistocene [1.8–0.78 Ma], the Neopleistocene [0.78–0.01 Ma], and the Holocene [0.01–0.0 Ma] [3]. The boundary between the Eopleistocene and Neopleistocene coincides with the Matuyama-Bruhnes reversal, which is well traced in both the Pontic and Caspian regions at the bottom of the Lower Chaudinian and Turkianian sediments, respectively.

The study of water intrusions into the Black Sea (BS) from the Mediterranean (MS) and Caspian (CS) seas dates back to the end of the 19th–beginning of the 20th centuries. While studying outcrops on Capes Chauda and Karangat, and on the Kerch-Taman Peninsula, Andrusov [4-8] discovered that the former contained CS molluscan species while the latter contained those from the MS that do not live today in the BS. Based on these findings, he suggested that these outcrops were formed on the bottom of the BS during periods of CS and MS water intrusions, and later, they were exposed due to tectonic uplift. Indeed, similar sediments were found on the BS bottom in the course of the earliest marine explorations, dating to 1890–1891, by the Black Sea Fleet's R/V "Chernomorets" [5, 9] that were continued under J.M. Shokalsky (hydrology) and A.D. Arkhangel'sky (sedimentology) using a new, improved corer of 6 m length on the R/V "Pervoe Maya" between 1925 and 1927, and then on the R/V "Pervoe Maya" and R/V "Hydrograph" between 1928 and 1933. Based on the results of these marine campaigns along with on-shore geological investigations, the geological history of the Black Sea was described, the first stratigraphic scheme for the Quaternary was developed, and the time and direction of MS and CS intrusions into the BS via the connecting straits, e.g., the Bosphorus—or the Izmit-Sapanca-Adapazarı or Sakarya-Bosphorus [10]—and the Manych, respectively, were reconstructed [11]. The initial stratigraphic scale was detailed using mollusks as the main paleontological tool [e.g., 12, 13].

In the early 1970s, a large- to medium-scale geological survey of the NW BS shelf (1:50,000 and 1:200,000), and continental slope/deep sea (1:500,000) began in order to prepare for industrial exploration of the sea bottom. Today, this survey is largely complete, and a vast amount of geological data was collected. A detailed stratigraphy of bottom sediments and their correlation with on-shore stratotypes has been established for the last 780

ky (since the Matuyama-Brunhes reversal). This scale is based largely on foraminifera [e.g., 15, 19] and to a lesser degree on ostracoda [e.g., 17]. In parallel, the study of live foraminifera in the BS, Sea of Azov (AS), Sea of Marmara, MS, and CS has been performed [15, 19]. All this made it possible to reconstruct water intrusions from the MS and CS into the BS from the Matuyama-Brunhes reversal onwards.

Unfortunately, most of the publications resulting from this work are not known or are disregarded in the west due to language difficulties. Therefore, statements made by some scientists, such as "the timing of late to middle Pleistocene water intrusions into the Black Sea is poorly constrained in sedimentary sequences" [2:1] is simply wrong. Based on the study of absolutely dated speleothem ^{18}O records these authors suggest that the connection between the BS and MS has been open for a significant number of periods, at least twelve times greater than previously thought. Distinct minima in the Sofular δ 18O record indicate at least seven intervals when isotopically depleted CS freshwater entered the BS. This is based on the assumption that the hydrological balance of the Black Sea is governed by both the riverine input and by exchange with the MS and CS through the shallow Bosphorus and Manych Straits, respectively, when the basins were connected. These sources have distinctly different oxygen isotope (18O) signatures in the BS surface water, thus directly reflecting the presence or absence of a BS connection with the MS and CS.

This paper provides an overview of the Neopleistocene-Holocene stratigraphy and paleoceanography of the Black Sea region based on the taxonomy, ecology, and spatial-temporal distribution of benthic foraminifera, supplemented by geological and absolute dating records obtained from coastal outcrops and bottom sediments, with particular attention to the timing of the Mediterranean and Caspian intrusions. Both mollusks and foraminifera clearly indicate that connections between the Black and Mediterranean Seas and the Black and Caspian Seas existed nine and four times, respectively, during the last 780 kyr. According to the data of Badertscher et al. (2011), a connection between the Black and Mediterranean Seas existed at least 12 times, and at least seven times between the Black and Caspian Seas since 670 ka BP.

We intend to show that although our data indicate that the number of intrusive Mediterranean and Caspian transgressions was fewer than that suggested by [2], our data may have greater accuracy as they were obtained from an extensive number of geological outcrops and drill holes across the Black Sea basin, and they contain undisputable paleontological indicators of the hydrological regime of the Black Sea.

Acknowledgments

This paper is a contribution to the IGCP 521-INQUA 501 projects "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: Sea-level Change and Human Adaptive Strategies" as well as to the Russian-Ukrainian project No. Ф28/428-2009 "The Northwestern Black Sea Region and Global Climate Change: Environmental evolution during the last 20 ka and forecast for the 21st century" sponsored by the State Fund for Fundamental Research, Ukraine.

REFERENCES

1. *Esin, N.V., Yanko-Hombach, V., Kukleva, O.N.* (2010). Mathematical model of the Late Pleistocene and Holocene transgressions of the Black Sea. Quaternary International 22(2):180–190.

2. *Badertscher, S., Fleitmann, D., Chen, H.* et al. (2011). Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea. Nature Geoscience 4:236–239.

3. *Zhamoida, A.I.* 2004. Problems related to the international (standard) stratigraphic scale and its perfection. Stratigraphy and Geological Correlation 12(4):321–330. (Translated from Stratigrafiia. Geologicheskaya Korrelyatsiya 12(4):3–13. Nauka , Interperiodica)

4. *Andrusov, N.I.* (1884). Geologicheskie issledovaniia na Kerchenskom poluostrove, proizvedennie v 1882-1883 g.g. [Geologocal investigations on Kerch Peninsula performed in 1982–1984]. Zapiski

Novorossiiskogo obschestva ispitatelei prirodi [Messengers of the Novorossian Society of Investigators of Nature] 9(2):1–198. (In Russian)

5. *Andrusov, N.I.* (1890). Predvaritelnii otchet ob uchastii v Chernomorskoi glubokovodnoi ekspeditsii [Preliminary Report about Participation in the Black Sea Geological Expedition]. IRGO (Izvestiia Imp. Russkogo Geograficheskogo Obschestva), A.V. Grigoriev, ed., v. 26. (In Russian)

6. *Andrusov, N.I.* (1904–1905). O vozraste morskikh posletretichnikh terras Kerchnskogo poluostrova [Abut age of marine Post-Tertiary terraces of Kerch Pennsula]. Ezhegodnik po geologii i minealogii Rossii [Yearbook on the Geology and Mineralogy of Russia] 7(6):158–172. (In Russian)

7. *Andrusov, N.I.* (1918). Geologicheskoe stroenie dna Kerchenskogo proliva [Geological structure of the bottom of the Kerch Strait]. Isvestia Akademii Nauk SSSR Seria 6 12(1):23–28. (In Russian)

8. *Andrusov, N.I.* (1956). Posletretichnaiia tirrenskaiia terrasa v oblasti Chernogo moria [Post-Tertiary marine terrace in the Black Sea Region]. Izbrannie trudi [Selected Papers]. Nuka, Moscow, Nauka, V.IV, pp. 143–162..

9. *Murray, J.* (1900). On the deposits of the Black Sea. The Scottish Geographical Magazine 16(12):673–702.

10. *Pfannenstiel, M.* (1944). Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosporus [The diluvial development stages and the prehistory of Dardanelles, Sea of Marmara, and Bosphorus]. Geologische Rundschau (now International Journal of Earth Sciences) 34:342–434. [available online at www.springerlink.com]

11. *Arkhangel'sky, A.D., and Strakhov, N.M.* (1938). Geologicheskoe stroenie i istoria razvitia Chernogo moria [Geological Structure and Evolution of the Black Sea]. Geolgicheskii institut Academii Nauk SSSR, Moscow-Leningrad. (In Russian)

12. *Nevesskaya, L.A.* (1965). Pozdnechetvertichnie dvustvorchatie molluski Chernogo moria, ikh sistematika i ekologia [Late Quaternary Bivalves of the Black Sea, Their Systematics and Ecology]. Trudy Palentologicheskogo Instituta Academii Nauk SSSR 105. (In Russian)

13. *Fedorov, P.V.* (1978). Pleistotsen Ponto-Kaspia [Pleistocene of the Ponto-Caspian Region]. Nauka, Moscow. (In Russian)

14. *Meriз, E.* (1995). Evidence of inter-connection between the Sea of Marmara and Black Sea via Gulf of Izmit-Lake Sapanca and the Sakarya Valley prior the Bosphorus. In Izmit Kцrfezi Kuvaterner Istifi [Quaternary Sequence in the Gulf of Izmit], E. Meriз, ed., pp. 295–301. (In Turkish)

15. *Yanko, V.* (1990). Stratigraphy and Paleogeography of Marine Pleistocene and Holocene Deposits of the Southern Seas of the USSR. Memorie Societa Geologica Italiana 44:167–187.

16. *Yanko, V., Ahmad, M., Kaminski, M.* (1998). Morphological deformities of benthic foraminiferal tests in response to pollution by heavy metals: implications for pollution monitoring. J. Foram. Res. 28(3):177–200.

17. *Yanko, V., Gramova, L.* (1990). Stratigraphy of the Quaternary sediments of the Caucasian shelf and continental slope of the Black Sea on microfauna (foraminifera and ostracoda). Journal of Soviet Geology 2:60–72. (In Russian)

18. *Yanko, V., Frolov, V., Motnenko, I.* (1990). Foraminifera and lithology of the Karangat Stratotype (Quaternary, Kerchenian Peninsula). Bull. Mosc. Soc. of Naturalists 65(3):83–97. (In Russian)

19. *Yanko-Hombach, V.V.* (2007). Controversy over Noah's Flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf. In The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement, Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., Dolukhanov, P.M., (eds), pp. 149–203. Springer, Dordrecht.Table 1. Stratigraphy of the Black Sea Region (without proper scale) and its connections with the Mediterranean (MS) and the Caspian (CS) seas.

СЕКЦИЯ КОНОДОНТЫ

КОНОДОНТЫ ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА МОСКОВСКОГО И КАСИМОВСКОГО ЯРУСОВ (КАРБОН) НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Алексеев А.С.[1], Горева Н.В.[2]
[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: aaleks@geol.msu.ru
[2] Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: goreva@ginras.ru

CONODONTS AT THE MOSCOVIAN-KASIMOVIAN (PENNSYLVANIAN) BOUNDARY IN THE SOUTH URALS

Alekseev A.S., Goreva N.V.
[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, e-mail: aaleks@geol.msu.ru
[2] Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, e-mail: goreva@ginras.ru

Одной из фундаментальных задач в области наук о Земле является создание международной хроностратиграфической шкалы. Российские ярусные подразделения среднего и верхнего карбона (или пенсильванской подсистемы) в настоящее время закреплены в глобальной шкале каменноугольной системы [9], хотя большинство стратотипов их границ до сих пор не определены. Отложения каменноугольной системы формировались в режиме многократно повторявшихся трансгрессий и регрессий на фоне значительных климатических колебаний. Изоляция бассейнов и биогеографические различия привели к провинциализму и высокой степени эндемизма как бентосных, так и пелагических фаун этого времени. В связи с этим проблема определения и корреляции ярусных границ, в том числе касимовского яруса пока не получила своего разрешения. Идет поиск биостратиграфического маркера и разреза, который мог бы служить стратотипом нижней границы этого яруса. Фузулиниды кревякинского горизонта (роды *Protriticites*, *Obsoletes* и близкие к ним формы) обладают неустойчивыми признаками, что затрудняет их идентификацию. Международной рабочей группой были предложены новые биостратиграфические маркеры для подошвы касимовского яруса – появление конодонтов *Idiognathodus sagittalis* Kozitskaya или *I. turbatus* Rosscow et Barrick и возникновение легко идентифицируемых в Евразии фузулинид рода *Montiparus* [11]. В Подмосковье (типовая местность касимовского яруса) эти виды появляются ближе к средней части неверовской свиты хамовнического горизонта, что значительно выше нижней границы яруса, зафиксированной в основании кревякинского горизонта [8].

В связи с тем, что существуют объективные трудности при сравнении конодонтовых ассоциаций мелководных отложений типовой местности касимовского яруса и комплексов конодонтов из других регионов, интерес представляет изучение конодонтов из разрезов глубоководных фаций Южного Урала. Один из них – разрез Дальний Тюлькас 1 (Башкирия, р-н пос. Краснусольск). Геология и стратиграфия этого района были детально изучены Б.И. Чувашовым и его коллегами в 80–90-е годы прошлого века, что нашло отражение в ряде публикаций. Это небольшой карьер, который в настоящее время не разрабатывается. В нем ранее можно было наблюдать зилимскую и нижнюю часть куркинской свиты суммарной мощностью около 20 м. Верхняя часть зилимской свиты (около 18 м) представлена известняками, иногда доломитизированными, с обильными стяжениями кремней, отдельные прослои содержат многочисленные кораллы, брахиоподы и фузулиниды. Верхняя (переходная пачка) часть состоит из окремненных известняков и массивных кремнистых прослоев с

несколькими (до 5 см) прослойками желтых глин – измененных вулканических туфов. Только нижняя часть (около 1 м) куркинской свиты вскрыта в этом карьере. Свита представлена тонкослоистыми доломитизированными и кремнистыми известняками с прослойками вулканических пеплов (глины), пластами аргиллитов и кремней в верхней части.

Впервые конодонты из этого разреза изучил В.В. Черных [3]. Новые данные о распределении конодонтов были получены нами при детальном опробовании верхней части этого разреза в 2000 и 2001 гг. [6]. Установлено 27 уровней с конодонтами. Результаты первичного изучения были представлены в размноженном в небольшом числе копий путеводителе экскурсии Международной рабочей группы, состоявшейся в 2002 г. [7]. Распределение конодонтов, приведенное в путеводителе, использовано в недавней публикации двух американских авторов [10] без надлежащей ссылки. Дополнительное опробование, проведенное в 2002 г. при участии В. Буггиша (Университет Эрлангена, Германия), позволило получить более полную конодонтовую характеристику нижней половины разреза и дополнить таковую верхней части (обр. DT1-72). Всего установлено 97 уровней с конодонтами (рис. 1), которые присутствуют практически во всех пробах. Выделено более 12 тыс. конодонтовых элементов. Конодонты относительно обильны, до 400 экз., а вулканических туфах до 700 экз. на 1 кг породы. Комплексы состоят из доминирующих представителей родов *Idiognathodus, Idioprioniodus* и *Gondolella* и более редких *Idiognathoides, Swadelina, Diplognathodus, Hindeodus* и *Neognathodus*. Мелководные *Adetognathus* (только один экземпляр) встречены только на одном уровне (обр. DT69). Среди платформенных конодонтов считающиеся глубоководными виды рода *Gondolella* составляют по числу экземпляров 1–10%, иногда до 30%, что типично для карбона, когда чисто гондолелловые сообщества не были известны. Такая таксономическая структура указывает на глубоководные, открыто-морские условия осадконакопления.

В разрезе установлены пять комплексов конодонтов. Комплекс I из нижней части разреза, отвечающий слоям с Idiognathodus obliquus и Swadelina conncina (инт. 0–4,5 м), содержит многочисленные *I. obliquus* Kossenko et Kozitskaya, *I.* sp. A, *Gondolella laevis* Kossenko et Kozitskaya, *Idiognathoides opimus* (Igo et Koike) sensu Bender и более редкие *Swadelina conncina* Kossenko наряду с немногочисленными *Neognathodus inaequalis* Kozitskaya et Kossenko и еще более редкими диплогнатодусами. Комплекс II слоев с Idiognathodus podolskensis – I. obliquus (инт. 4,5–13,6 м) представлен многочисленными *Idiognathodus podolskensis* Goreva и *I. obliquus, Idiognathodus* sp. A, *Gondolella laevis.* Вид *I. opimus* отмечен в единичных количествах. Комплекс в целом сходен с предыдущим, но *S. conncina* отсутствует. В верхней части, начиная с уровня обр. DT56 и до обр. DT67, почти полностью на время исчезают гондолеллы. Средняя часть этих слоев отвечает интервалу с достаточно обильной макрофауной (одиночные ругозы) и фузулинидами. Этот конодонтовый комплекс типичен для средней части подольского горизонта Подмосковья [2]. Конодонты комплекса III слоев с Idiognathodus sp. B (инт. 13,6–15,0 м) сходны по видовому составу с предыдущим комплексом, однако здесь отсутствуют *I. opimus* и *Diplognathodus ellesmerensis* Bender и но появляются формы, близкие к *Gondolella laevis,* но с более широкой и массивной платформой со слегка волнистыми краями, чем типичные представители этого вида, которые выше не проходят. Вероятно, этот интервал отвечает мячковскому горизонту.

В самой верхней части зилимской свиты (инт. 15,0–17,9 м), начиная с уровня обр. ДТ1-15 присутствуют формы с неглубокими срединными желобками, определенные нами как *Swadelina subexcelsa* (Alekseev et Goreva). Эти формы характерны для основания касимовского яруса в его традиционном понимании (кревякинский горизонт, суворовская свита, зона “subexcelsus” Подмосковья) [1]. На

смену гладким гондолеллам приходят ребристые формы типа *Gondolela magna* Stauffer et Plummer. Продолжают встречаться представители рода *Neognathodus – N. roundyi* (Stauffer et Plummer) и *N. inaequalis,* хотя на этом уровне в Подмосковье представители рода *Neognathodus* уже отсутствуют. Эти формы либо переотложены, либо в более глубоководных условиях представители этого рода продолжали существовать и в начале касимовского века, как это имеет место в разрезах Мидконтинента США. Формы, переходные к *Swadelina makhlinae* (Alekseev et Goreva), встречены в верхней части этого интервала. На уровне 17,6 м (обр. ДТ1-24) были найдены уже типичные *Swadelina makhlinae.* Этот вид характерен для зоны makhlinae, отвечающей верхней части кревякинского горизонта (воскресенская свита) Подмосковья. Образцы из наиболее высокой части разреза не удалось дезинтегрировать или они не содержали конодонтов. В кровле видимой части разреза найден 1 экземпляр, близкий к Idiognathodus turbatus Rosscoe et Barrick, виду, характерному для вышележащей зоны sagittalis, установленной в средней и верхней частях неверовской свиты Московской синеклизы [1]. Попытки вскрыть экскаватором на поверхности терминального уступа карьера более высокую часть разреза не увенчались успехом.

Разрез Дальний Тюлькас 2 расположен на правом берегу р. Дальний Тюлькас в 150 м вниз по течению от западного края карьера Дальний Тюлькас 1. Из этого разреза, впервые описанного Б.И. Чувашовым с соавторами, ранее были приведены списки фузулинид и конодонтов терминального касимовского и гжельского возраста [4, 5 и др.]. Нами впервые была вскрыта экскаватором нижняя часть разреза и расчищен интервал вплоть до подошвы гжельских отложений.

Нижняя часть разреза (зилимская свита, слои 1–13) содержит редкие конодонты *Idiognathodus podolskensis, Id. obliquus, Gondolella laevis* и *Idiognathodus* sp. B. и отвечает мячковскому горизонту Подмосковья и интервалу слоев с *Idiognathodus* sp. B разреза Дальний Тюлькас 2. Слои 14–35 соответствуют кревякинскому горизонту касимовского яруса. В обр. 13 определены первые *Swadelina subexcelsa*. На уровне образцов 25 и 28 кроме этого вида встречены ребристые гондолеллы и *Swadelina makhlinae*, вид индекс зоны makhlinae Подмосковья. В обр. 28 (слой 33) установлен типичный *Idiognathodus turbatus* вместе с *S. subexcelsa* и *S. cancellosus* (Gunnel). Первый из этих видов наряду с *I. sagittalis* Kozitskaya характеризуют зону sagittalis, установленную в средней и верхней частях неверовской свиты Московской синеклизы [1]. Близкая ассоциация конодонтов была определена и в слое 35 (обр. 30). Присутствие *Idiognathodus turbatus* в глубоководных отложениях Урала имеет важное значение. Этот вид установлен в Мидконтиненте США в нижнемиссурийских сланцах Маунд Сити, известняке O_1 Донбасса и в средней части хамовнического горизонта касимовского яруса Московского бассейна. Широкое географическое распространение этого вида говорит о его большом потенциале для удаленных корреляций и *Idiognathodus turbatus* может быть выбран в качестве маркера для определения нижней границы глобального касимовского яруса.

Таким образом, комплексы конодонтов из разрезов Дальний Тюлькас 1 и 2 демонстрируют широкое распространение биостратиграфических маркеров касимовского яруса. В этих разрезах впервые вне Московской синеклизы удалось установить три нижние конодонтовые зоны касимовского яруса: subexcelsa, makhlinae и sagittalis.

Авторы благодарят А.Н. Реймерса, О.Л. Коссовую, Т.Н. Исакову и В. Буггиша (W. Buggisch) за помощь при описании разреза и отборе образцов на конодонты.

Работы поддержаны проектом РФФИ 12-05-00106.

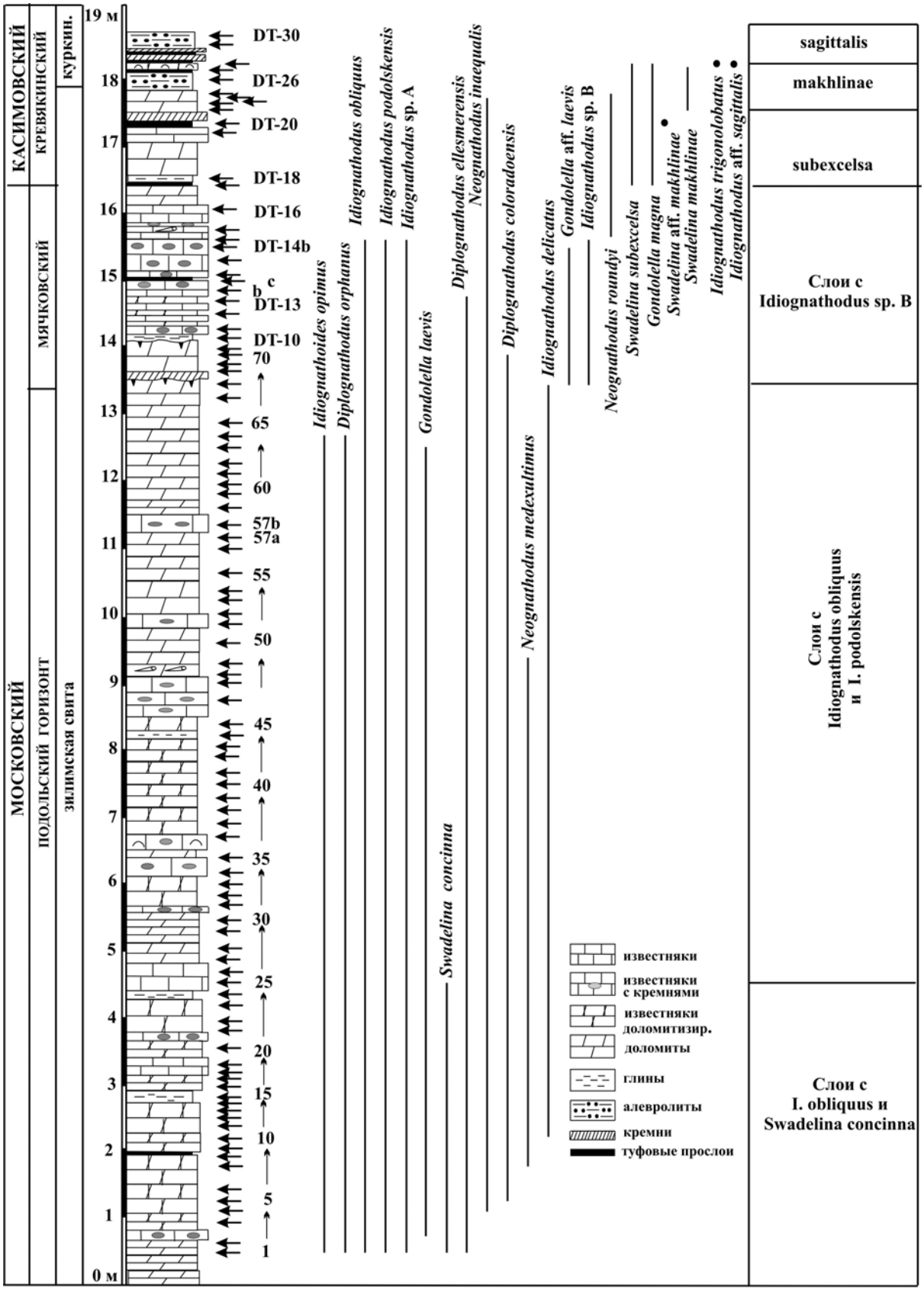


Рис. 1. Распространение конодонтов в разрезе Дальний Тюлькас 1

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Горева Н.В., Алексеев А.С.* (2010). Конодонтовые зоны верхнего карбона России и их глобальная корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 18, № 6. С. 35–48.

2. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В. и др.* (2001). Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Том 2. Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир, 2001. 328 с.

3. *Чувашов Б.И., Черных В.В., Иванова Р.М.* (2001). Карбонатные и предфлишевые формации разреза «Красноусольский» – новые данные о литологии и биостратиграфии // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 18–24.

4. *Черных В.В., Решеткова Н.П.* (1987). Биостратиграфия и конодонты пограничных отложений карбона и перми западного склона Южного и Среднего Урала. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР. 54 с.

5. *Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А.,Черных В.В.* (1990). Опорные разрезы карбона и нижней перми Западного склона Урала. Свердловск: ИГГ УрО РАН. 369 с.

6. *Alekseev A.S., Goreva N.V*. (2002). Conodonts and position of Moscovian-Kasimovian boundary in South Urals // Eighth International Conodont Symposium held in Europe. ECOS VIII. Toulouse – Albi. June 22–25, 2002. Resumenes – Abstracts. Strata. Ser. 1. Communications. V.. 12. P. 14.

7. *Alekseev A.S., Goreva N.V., Kulagina E.I., Kossovaya O.L., Isakova T.N., Reimers A.N.* (2002).Upper Carboniferous of South Urals (Bashkiria, Russia). Guidebook. Field-trip of the Working Group to establish a GSSP in the upper part of the Carboniferous System (SCCS Project 5). Moscow and Ufa. 56 p.

8. *Goreva N., Alekseev A., Isakova T., Kossovaya O.* (2009). Biostratigraphical analysis of the Moscovian /Kasimovian transition in the neostratotype of Kasimovian Stage (Afanasievo section, Moscow Basin, Russia) // Palaeworld. V..18. P. 102–113.

9. *Gradstein F.M., Ogg O., Smith A.G*. (2004). A Geologic Time Scale 2004. Cambrige niversity Press. 2004. 589 p.

10. *Schmitz M.D., Davydov V.I.* (2012). Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration of the Pennsylvanian–Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation // Geological Society of America Bulletin. V.. 124. No. 3–4. P. 549–577.

11. *Villa E. and Task Group* (2008). Progress report of the Task Group to establish the Moscovian–Kasimovian and Kasimovian–Gzhelian boundaries // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. V. 26. P. 29–33.

НАХОДКИ ЭМССКИХ КОНОДОНТОВ *AMYDROTAXIS MURPHYI* SAVAGE В ПРИУРАЛЬЕ И НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Артюшкова О.В.[1], Кондратенко В.Ф.[2]

[1]Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), Уфа, e-mail: stpal@ufaras.ru

[2]Научно-производственный филиал «Оренбурггазгеофизика» ООО «Георесурс», Оренбург, e-mail: V.Mozhaev@ogf.ru

DISCOVERY OF EMSIAN CONODONTS *AMYDROTAXIS MURPHYI* IN THE PREURALS AND SOUTH URALS

Artyushkova Olga V.[1], Kondratenko Valentina F.[2]

[1]Institute of geology of the Ufimian scientific centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, e-mail: stpal@ufaras.ru

[2]Scientific-Production Company "Orenburggazgeofizika", Orenburg, e-mail: V.Mozhaev@ogf.ru

При изучении керна карбонатных отложений из скважин Оренбургского Приуралья и Северного Прикаспия (Восточно-Европейская платформа): 105, 106, 107 Западно-Оренбургской, 35 Чиликсайской, 20 Песчаной и 11 Давыдовской площадей [1-4] (рис. 1) были обнаружены различные элементы конодонтов монотаксонной ассоциации, ранее не встречавшейся в разрезах Урала и юго-востока Русской платформы. Иные сопутствующие таксоны конодонтов, имеющие стратиграфическое значение, в изученных пробах не были встречены.

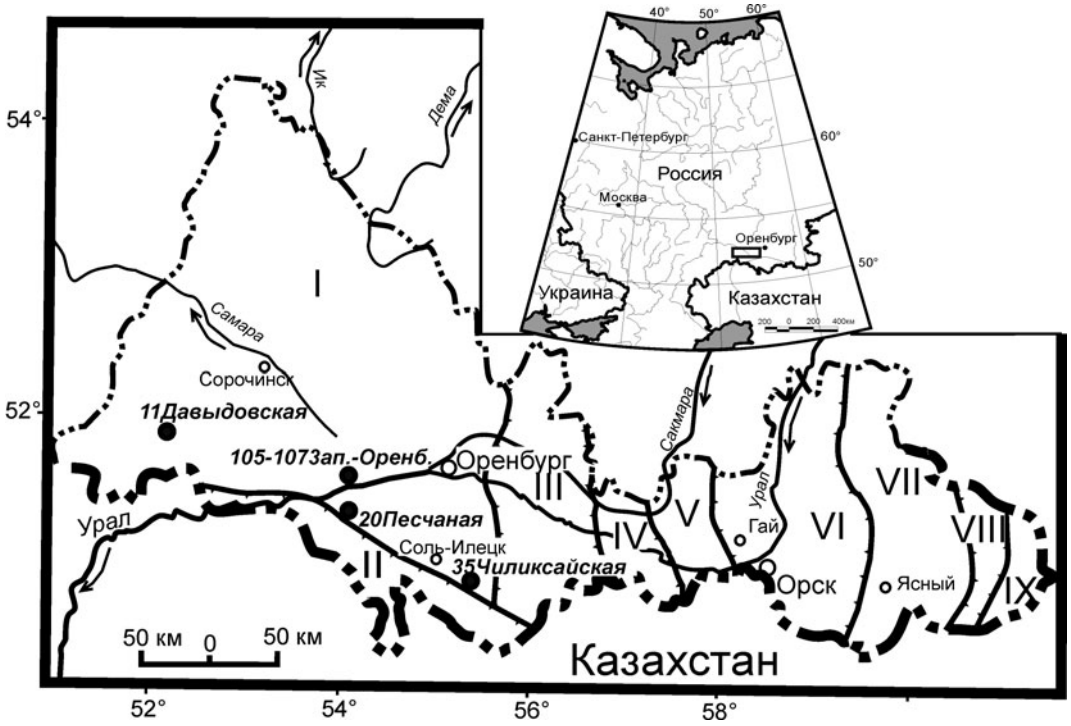


Рис. 1. Расположение изученных объектов на карте Оренбургской области. Схема структурно-формационного районирования.

I–III: Восточно-Европейская (Русская) платформа: I – Волго-Уральская антеклиза, II – Прикаспийская синеклиза, III – Предуральский краевой прогиб; IV–IX – складчатый Урал: IV – Западно-Уральская внешняя зона складчатости и Зилаирская зона (Сакмарская подзона), V – Центрально-Уральская зона, VI – Магнитогорская мегазона, VII – Восточно-Уральское поднятие, VIII – Восточно-Уральский прогиб, IX – Зауральское поднятие. Черными кружками показано местоположение скважин с конодонтами.

Стратиграфическое положение изученных проб в упомянутых скважинах не определено однозначно. Образцы с конодонтами привязывали к эмсскому ярусу, однако не было ясности, с каким региональным горизонтом их следует соотносить.

Согласно унифицированным схемам стратиграфии [5, 6] эмсский ярус расчленяется на такатинский, вязовский, койвенский и бийский горизонты (рис. 2). Первый из них представлен терригенными породами, имеющими только палинологическую характеристику. Остальные сложены карбонатными и терригенно-карбонатными (койвенский горизонт) отложениями, содержащими различную фауну. Существенную роль в их биостратиграфической характеристике играют остракоды. Во всех упомянутых скважинах в соответствии с каротажной разбивкой и встреченными остатками фауны главным образом, остракодами, выделяются интервалы варьирующей мощности, соотносящиеся с горизонтами эмсского яруса. Если понятна принадлежность песчаников на забое скважин такатинской свите, то далеко не всегда перекрывающие их отложения можно с определенностью отнести к вязовскому горизонту. Это связано и с пробелами в отборе керна, и с неполнотой палеонтологической летописи.

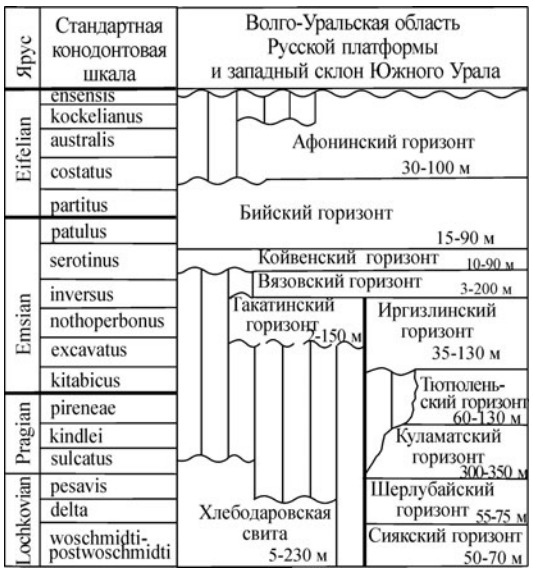


Рис. 2. Схема стратиграфии нижнедевонских отложений Волго-Уральской области и западного склонаЮжного Урала.

Найденный комплекс конодонтов приурочен к органогенно-детритовым, органогенно-обломочным известнякам, в основном строматопоровым и остракодово-амфипоровым, иногда криноидным, прослоями доломитизированным. Комплек с имеет весьма однообразный состав, представленный одним таксоном *Amydrotaxis murphyi* Savage (таблица).

Данный вид впервые описан в двух местонахождениях на юго-западе Аляски [8]. Это первые находки самого позднего вида рода *Amydrotaxis* в позднеэмсских отложениях: большая часть таксонов этого рода – семь видов, ранее были описаны только в лохковском ярусе Северной Америки и восточной Австралии [9, 10, 11]. Авторы [8] отмечают, что род *Amydrotaxis* имеет сексимембратный аппарат, который и позволяет идентифицировать найденный комплекс именно с данным родом. В случае находок отдельных Pa-элементов его можно спутать с Pa-элементами родов *Ozarkodina* или *Pandorinellina*, чего поначалу не избежали и авторы данного сообщения. Собранный к настоящему времени материал из разрезов Южного Урала и из скважин востока Русской платформы содержит полный элементный состав рода *Amydrotaxis.*

Проблема стратиграфической принадлежности изученного нами комплекса конодонтов была решена при изучении эмсских отложений в естественных обнажениях некоторых разрезов девона западного склона Южного Урала в Юрюзанской синклинали и в районе широтного течения р. Белой. Нам удалось выявить близкий набор конодонтов в комплексе с *Polygnathus serotinus* Telf, позволяющим определить место *Amydrotaxis murphyi* Savage в стратиграфической колонке.

В разрезах Юрюзанской синклинали встреченный комплекс конодонтов приурочен к отложениям вязовского горизонта (остракодовые слои) и контролируется находками

брахиопод [7]. Предположительно он фиксируется также в бийских известняках, вероятно, в нижней их части. Преобладают платформенные элементы аппарата.

Вмещающие отложения представлены главным образом темно-серыми, почти черными известняками, нередко доломитизированными, глинистыми, битуминозными. Известняки средне- и толстослоистые, часто содержат различную фауну: мелкие и крупные остракоды, табуляты, амфипоры, редко – брахиоподы, и крайне редко – криноидеи.

Изученный палеонтологический материал имеет хорошую сохранность. Во всех пробах конодонты встречены совместно с остракодами, что может свидетельствовать о фациальной приуроченности найденного комплекса. Обращает на себя внимание очевидное сходство изученной фаунистической ассоциации с таковой в разрезах эмса юго-западной Аляски.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Галимов А. Г., Пиманова З. В., Панфилова В. Б.* и др. (2003). Стратиграфия, литология и фации палеозойских отложений по новым площадям ООО «Оренбурггазпром». (Рукописн.).

2. *Галимов А. Г., Пиманова З. В., Панфилова В. Б.* и др. (2005). Стратиграфия, литология и фации палеозойских отложений по новым площадям ООО «Оренбурггазпром». (Рукописн.).

3. *Галимов А. Г., Пиманова З. В., Кондратенко В. Ф.* и др. (2006). Стратиграфия, литология и фации палеозойских отложений по новым площадям ООО «Оренбурггазпром». (Рукописн.).

4. *Горожанина Е.Н., Днистрянский В.И., Побережский С.М.* и др. (2007). Эталонный разрез палеозойских отложений Северного Прикаспия по данным бурения скважины 20 Песчаной площади // в: Геология, разработка и обустройство нефтяных и газовых месторождений Оренбургской области. Оренбург: ОАО «ИПК Южный Урал». С. 73-86.

5. Стратиграфическая схема девонских отложений Восточного субрегиона Русской платформы (Волго-Уральская область) // в: Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы. Ленинград, 1988г., с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. Ленинград, 1990.

6. Стратиграфические схемы Урала. – Екатеринбург, 1993.

7. *Тяжева А.П.* (1961). Стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала. //в: Девонские отложения Башкирии. Ч. 1. Стратиграфия. М.: Изд. АН СССР. С. 5-130.

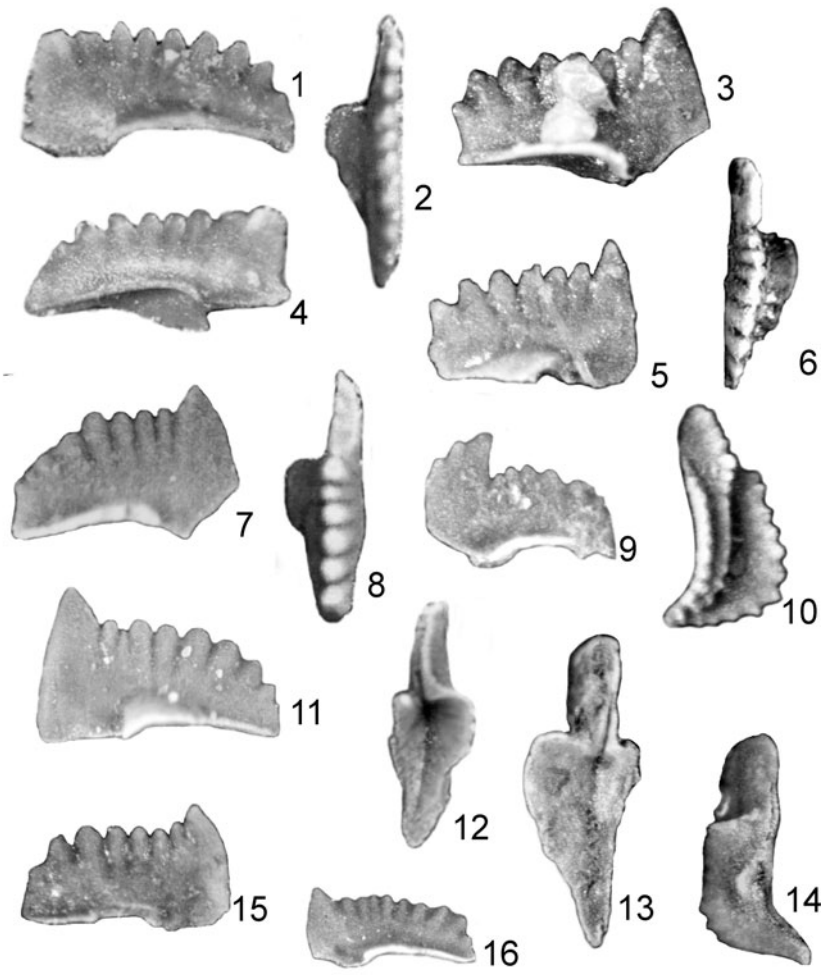
8. *Savage N.M., Blodgett R.B*. (1995). A new species of the conodont *Amydrotaxis* from the Early Devonian of Southwestern Alaska // in: Short notes on Alaska geology (ed. R. A. Combellick and F. Tannian). Professional report. 117. P. 69-73.

9. *Mawson R.* (1986). Early Devonian (Lochkovian) conodont faunas from Windellama, New South Wales // Geologica et Palaeontologica. V. 20. P. 39-71.

10. *Murphy M.A., Matti J.C.* (1983). Lower Devonian conodonts (hesperius-kindlei Zones), central Nevada // University of California Publications, geological Sciences. Berkeley. V. 63.P. 349-355.

11. *Uyeno T.T.* (1991) Pre-Famennian Devonian conodont biostratigraphy of selected intervals in the eastern Canadian Cordillera // In: Ordovician to Triassic Conodont Paleontology of the Canadian Cordillera: Orchard M.J. and McCraken A.D.(eds.) // Geol. Surv. of Canada. Bull. 417. P. 129-161.

Таблица



Коллекция из скв. 105 Западно-Оренбургская и из разрезов западного склона Южного Урала хранится в лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УНЦ РАН в г. Уфе. Коллекция из скв. 106, 107 Западно-Оренбургская и 35 Чиликсайская хранится в НПФ «Оренбурггазгеофизика» ООО «Георесурс» в г. Оренбурге.

Все экземпляры конодонтов из вязовского горизонта эмсского яруса. фиг. 3-10, 12, 14, 15 имеют увеличение х60; фиг. 1, 2, 4, 11 – х50.

Фиг. 1-8, 11, 12, 13, 15, 16. *Amydrotaxis murphyi* Savage. 1, 2, 4 – экз. 106/1-З-О: вид сбоку, сверху и снизу, скв. 106 Западно-Оренбургская, обр. 141, интер. 3719,9-3722,34 м; 3,5,6 – все из скв. 105 Западно-Оренбургская, обр.58, интер. 3726,5-3735,6 м: 3– экз. 105/19-З-О: вид сбоку, 5 – экз. 105/14-З-О: вид сбоку, 6 – экз. 105/8-З-О: вид сверху; 7 – вид сбоку, обр. 01510, Юрюзанская синклиналь руч. Сухой, (Южный Урал); 8, 12 – экз. 35/2-Ч: 8 – вид сверху, 12 – вид снизу, скв. 35 Чиликсайская, обр. 212, интер. 6250-6259 м; 11 – экз. 105/06-З-О: вид сбоку, 15 – экз. 105/07-З-О: вид сбоку: скв. 105 Западно-Оренбургская, обр.58, интер. 3726,5-3735,6 м; 16 – обр. 01510, вид сбоку, Юрюзанская синклиналь, руч. Сухой (Южный Урал). Фиг. 9 – *Pandorinellina expansa* Uyeno et Mason: вид сбоку, обр. 01925, Западно-Зилаирская зона, д. Гадильгареево (Южный Урал). Фиг. 10, 14 – *Polygnathus serotinus* Telford: 10 – вид сверху, 14 – вид снизу, обр 01510, Юрюзанская синклиналь руч. Сухой, (Южный Урал).

О ЖИЗНЕННЫХ ФОРМАХ КОНОДОНТОВ

Барсков И.С.[1,2]**, Назарова В.М.**[1]
[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва
[2]Палеонтологический институт им. А.А.Борисяка Российской Академии Наук, Москва,
barskov@hotmail.com, vm516@yandex.ru

ON THE CONODONT LIFE-FORMS

Barskov I.S.[1,2]**, Nazarova V.M.**[1]
[1]Moscow State University, Geological Faculty,
[2]Borissiak Paleontological Institute Russian Academy of Science, barskov@hotmail.com,
vm516@yandex.ru

На протяжении более 300 млн. лет конодонты, судя по их распространенности в различных типах пород, являлись одним из важнейших компонентов морских экосистем, занимая в них, по-видимому, место консументов второго – третьего порядка. Одним из методов выяснения места и роли отдельных групп растений и животных в экосистемах является выделение среди них жизненных форм.

В ботанику понятие о том, что теперь называется жизненной формой, было введено Фридрихом Вильгельмом Генрихом Александром Фрайгерром фон Гумбольдтом [10]. Х. Гамсом [9] была предпринята попытка создания общей системы жизненных форм и растений, и животных, однако, без определения термина. В зоологии понятие жизненной формы было сформулировано и принято намного позже [8].

Общепринятого определения и единых критериев выделения жизненных форм до настоящего времени не существует [2]. Предложено не менее пяти различных подходов к их пониманию и выделению [1]. С Х. Гамса берет свое начало распространенное **понимание жизненных форм как группы организмов, далеких систематически, но имеющих сходный габитус, сложившийся в результате приспособления к сходным условиям среды.**

В морской зоологии (экологии) обоснованием высших категорий в системе жизненных форм является принадлежность к основным адаптивным зонам моря: эпи-, мезо-, бати -, абиссо - планктон, - нектон, - бентос. Следующая ступень – это обычно подразделение по размерам, например, пико - (вирусы), нано -, микро- (бактерии, протисты), мезо- (многие рыбы, моллюски), макро- (медузы), мега- планктон, -нектон, -бентос. Конодонты по размерным характеристикам принадлежат к мезопелагическим животным: нектонным, нектобентосным, возможно, к подвижному прибрежному бентосу. Дальнейшие подразделения в разных группах проводятся по различным адаптивным признакам: способу передвижения, питания, иногда просто по сходству морфологии, не зависимо от других признаков.

Очевидна роль конодонтовых элементов быть пищесборным и пищеперерабатывающим аппаратом (зубной системой в широком понимании). Для выделения жизненных форм выбрано сходство строения ротового аппарата и его отдельных элементов. Элементы сходной морфологии, несомненно, выполняли сходную функцию, и очевидно отражают сходные трофические предпочтения и приспособление к обитанию в сходной среде. Интерпретациям этих функций, основанным на сходстве с зубными аппаратами различных групп животных от червей и членистоногих до маммалий, посвящена значительная литература [3-7,11-13,15 и др.]

Цель этой работы:

1. систематизировать основные морфологические группы конодонтовых элементов и аппаратов и их предполагаемые функции,

2. проследить изменения в соотношении морфологических групп на протяжении кембрий-триас в масштабе отделов,

3. попытаться интерпретировать эти изменения в контексте эволюции трофической структуры жизненных форм конодонтов.

Разнообразие морфологии конодонтовых элементов и аппаратов достаточно велико. Мы сгруппировали их в семь групп (Табл. 1).

Таблица 1. Краткая характеристика морфологии и функций конодонтовых элементов и аппаратов

Обозначение и условное название морфотипа	«Типовые» рода	Общая морфология	Предполагаемые функции	Предполагаемая жизненная форма (по трофическому признаку)
A. «Клыки»	*Acodina, Panderodus*	Простые конусы различной формы	Прокалывать, хватать, удерживать	Хищники, возможно, стайные
B. «Грабли и резцы»	*Hindeodella, Ozarcodina, Ligonodina, Pachycladina*	Стержневидные со многими зубчиками на одном основании	Прокалывать, удерживать, резать	Специализированные хищники
C. «Щипцы»	*Belodella*	Уплощенные изогнутые конусы с зубчатым задним краем	Резать, крошить	Специализированные хищники, возможно, бентосные
D. «Давилки»	*Amorphognathus, Ancyrodella, Pedavis*	Узкая или широкая 2-5 лопастная платформа с низкими зубчиками или бугорками	Раздавливать	Пелагические или нектобентосные хищники, способные питаться добычей с твердыми оболочками
E. «Жевалки»	*Icriodus, Adetognathus*	Узкая платформа с 2-3 рядами низких зубчиков	Размельчать, «жевать»	Прибрежные придонные, всеядные, возможно, растительноядные
F. «Многозубы»	*Polygnathus, Palmatolepis, Gondolellida*	Многочленные аппараты с хватающими, удерживающими, сортирующими и платформенными элементами (Pa)	Разрезать, а потом давить	Пелагические, формы, питавшиеся подвижными объектами, обладающими твердыми оболочками
G. «Тёрки»	*Idiognathodus, Streptognathodus, Sweetognathus*	Платформенные элементы с поперечными рядами ребер	Измельчать растиранием	В отличие от предыдущей жизненной формы, могли питаться организмами или растительными остатками с более твердыми оболочками

Материалом для данного сообщения: послужили достаточно длительный опыт изучения конодонтов различного возраста авторами, а для составления графиков обобщающая работа [14] Конечно, эти материалы уже дополнены новыми данными, но как показывает опыт, они, как правило, не меняют общей картины.

Динамика родового разнообразия конодонтов и пропорции жизненных форм представлены на Рис.1А,Б.

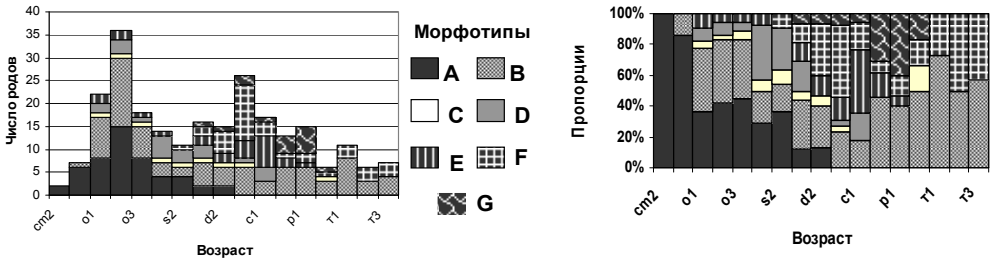


Рис.1. Динамика родового разнообразия конодонтов (А), по [14] *и изменения в пропорциях морфотипов (Б) (ориг.) по отделам палеозоя и триаса.*

Приведенные графики подтверждают тривиальную истину об усложнении строения ротового аппарата конодонтов в процессе эволюции и позволяют существенно детализировать общую картину. В кембрии преобладали конодонты с аппаратом типа А («клыки»). Можно полагать, что на этой стадии развития сообщества конодонтов, оно было представлено исключительно мезо- и эпипелагическими неспециализированными хищниками. Общее для всей биосферы возрастание разнообразия в ордовике проявилось в сообществе конодонтов в появлении новых типов аппаратов, свидетельствующем об освоении ими новых адаптивных зон и ниш. С раннего ордовика появились первые формы с элементами в аппарате типа С («щипцы»). По своей морфологии эти аппараты чрезвычайно похожи на челюсти современных крабов, которые, кстати, как и у конодонтов работают в латеральной плоскости. С этого времени известны и аппараты с платформенными элементами типа D («давилки») и Е («жевалки»). Появление элементов типа D в функциональном плане может свидетельствовать о переходе к питанию объектами с достаточно твердыми оболочками. Это могли быть остракоды, другие мелкие членистоногие, личинки со скелетом, например, личинки наутилоидных цефалопод. Платформенные или субплатформенные элементы типа Е приспособлены к обработке более мягкой пищи (планктонные личинки моллюсков и других беспозвоночных, а возможно и морская растительность). В раннем силуре конодонты с платформенными элементами типа D и Е в аппарате составляли до 60% сообщества. В позднем силуре к ним добавились формы с морфотипом F («многозубы»), которые вместе с появившимися в девоне формами с платформенным элементом типа G («тёрки»), составляли в позднем палеозое основную часть конодонтового сообщества. Нужно подчеркнуть, что аналогичные морфотипы платформенных элементов не являются членами какой-либо эволюционной или филогенетической линии. Они возникали в разных ветвях и от разных предковых форм. Появление и существование родов и видов с такими типами элементов и аппаратов зависело от того, насколько в морских экосистемах были разнообразны и доступны для освоения конодонтами соответствующие адаптивные зоны и ниши.

Общее разнообразие морфотипов (жизненных форм) возрастало до середины девона. После среднего девона навсегда исчезли формы, в аппарате которых были только конические элементы. Не исключено, что это связано с их вытеснением широко распространившимися в это время хищными рыбами, более успешными в этой адаптивной зоне. Поздний девон уникален и по родовому разнообразию, которое почти достигло уровня разнообразия в ордовике, и по количеству и соотношению морфотипов. В это время существовали все морфотипы, за исключением морфотипа А. Около 80% сообщества составляли конодонты с платформенными элементами всех типов, при этом половина из них – это формы с морфотипом F (полигнатиды и пальматолепиды). Судя по строению таких аппаратов, их назначение было ловить,

сортировать (S-элементы), разрезать (Pb) и раздавливать (Pa) пищевые объекты. Такими объектами могли быть распространившиеся в это время фораминиферы и радиолярии, а также мелкие пелагические членистоногие и их личинки. В раннем карбоне при общем падении разнообразия наибольшее значение стали играть конодонты с морфотипом E («жевалки»). В позднем карбоне и ранней перми весьма существенное значение (до 40-50%) составляли конодонты, в ротовом аппарате которых были элементы морфотипа G, назначение которых – перетирать. Здесь возникает вопрос, а не была ли такая специализация приспособлением к питанию достаточно грубой растительностью, возможно, не только морской, но и поступавшей с суши? или фораминиферами типа фузулинид и швагеринид с прочными раковинами. Существенное обеднение разнообразия конодонтов на границе ранней и поздней перми привело к полному исчезновению форм с платформенными аппаратами типа E.

Пермо-триасовый кризис привел к самому резкому изменению экологической структуры сообщества конодонтов. Во-первых, из всех ранее существовавших морфотипов и жизненных форм получили распространение только два. Это – морфотип F и морфотип B. Последний морфотип в триасе представлен аппаратами со стержневидными элементами (рода *Pachycladina, Hibbardella*), происхождение которых не связано с распространенными в палеозое родами того же морфотипа B.

Таким образом, первое важное событие в освоении конодонтами новых трофических объектов (появились пять из семи выделенных морфотипов) произошло в начале ордовика, что было естественным ответом на становление в биосфере всех основных экосистем современного типа. Несмотря на снижение на протяжении ордовика родового разнообразия, наиболее распространенными в это время были конодонты с аппаратами первых двух типов, составлявшие более 80% всего сообщества. Кризис на границе ордовика и силура привел к незначительному снижению родового разнообразия, но соотношение жизненных форм изменилось существенным образом: количество родов с аппаратами первых двух типов сократилось вдвое (с 80 до 40%). Этот этап (силур - ранний девон) характеризуется увеличением количества форм с аппаратами типа D. Весьма соблазнительно объяснить это тем, что пищевой базой для них были пелагические граптолиты. Примечательно, что в среднем девоне, когда пелагические граптолиты уже вымерли, этот морфотип не представлен. Появившиеся в позднем девоне и получившие развитие в раннем карбоне обладатели этого морфотипа филогенетически не связаны с их предшественниками и явно имели другую трофическую ориентацию. Поздний девон и ранний карбон в целом сходны по соотношению морфотипов: более 60% в сообществе составляли формы с платформенными элементами в аппарате. Если сопоставить это с тем, что в пелагической биоте этого времени господствовали аммоноидеи, у которых были микроскопические (мм-размера) пелагические, но с раковиной, личинки, то напрашивается вывод, не были ли они пищевой базой этих конодонтов. Средний-поздний карбон и ранняя пермь могут рассматриваться как единый этап трофической специализации конодонтов. Около 50% составляли платформенные морфотипы, но среди них до 40% – морфотип G с наиболее совершенным механизмом обработки объектов с твердыми оболочками. Распространение этой жизненной формы может быть связано с двумя обстоятельствами: либо с вытеснением тех групп конодонтов с платформенными элементами, которые обладали менее совершенными аппаратами для обработки такого рода пищевых ресурсов, либо с появлением нового пищевого ресурса, требовавшего тщательного размельчения перетиранием. В поздней перми на фоне почти троекратного сокращения родового разнообразия существенное значение в пропорциональном отношении приобрели формы с морфотипом C, по предположению, бентосные прибрежные жизненные формы. После пермо-триасового кризиса

произошло резкое изменение в экологической структуре сообщества конодонтов: существовали конодонты лишь с морфотипами B и F, что может быть связано с сокращением кормовой базы. Вымирание конодонтов у границы триаса и юры, возможно, обусловлено тем, что их кормовой ресурс более эффективно использовали новые группы морской биоты, в частности, «новые» аммониты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алеев Ю.Г.* (1986).Экоморфология. Киев. Наук. думка. 424 с.

2. *Барсков И.С.* (2010).Жизненная форма // в Данилов-Данильян В.И. (ред.) Экологическая энциклопедия. Т. 2. С. 258 - 259.

3. *Барсков И.С., Алексеев А.С*. (1986). Конодонты: мифы и реальность // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 61. Вып. 5. С. 64-71.

4. *Журавлев А. В.* (2007). Морфофункциональный анализ позднепалеозойских конодонтовых элементов и аппаратов // Палеонтол. журн. № 5. С. 75-83.

5. *Назарова В. М*. (1998).Конодонты среднего и позднего девона центральных районов Европейской части России (группа Icriodus // Автореф. дисс. к.г.-м.н. М., 19с.

6. *Назарова В. М.* (2005).Функции конодонтовых элементов в аппаратах девонских икриодонтид // Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. К 100-летию со дня рождения академика В. В. Меннера. М.: Российская академия Естественных наук, С. 33-39.

7. *Donoghue P.C.J., Purnell M.A.* (1999). Mammal-like occlusion in conodonts // Paleobiology, 25(1). P. 58-74.

8. *Friederichs K.* (1930). Die Grundfragen und Gesetzmassigkeiten der land- und forstwirschhaftlichen Zoologie, insbesondere der Entomologie. Bd. 1. B.: Parey. 417 s.

9. *Gams H.* (1918). Prinzipienfragender vegetationsforschung. Ein Beitrag zur Begriffsklarung und Methodik der Biocoenologie. // Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gessellschaft in Zurich. 63. S. 293-493.

10. *Humboldt A*. (1806). Ideen zur einer physiognomik der gewachse. Tubingen: Cotta. 28 s.

11. *Jeppson L.* (1979). Conodont element function // Lethaia. V. 12. P. 153-171.

12. *Purnell M. A.* (1995). Microwear of conodont elements and macrophagy in the first vertebrates // Nature. V. 374. P. 798-800.

13. *Purnell M.A., Donoghue P.C.J.* (1997). Architecture and functional morphology of the skeletal apparatus of ozarkodinid conodonts // Royal Society of London. Philosophical Transactions. B 352. P. 1545-1564.

14. *Robison R.A* (ed.). (1981). Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W. Miscellanea. Supplement 2. Conodonta. 202 p.

15. *Turner S., Burrow C.J., Schultze H.-P., Blieck A., Reif W.-E., Rexroad C.B., Bultynck P., Nowlan G.S.* (2010). False teeth: conodont-vertebrate phylogenetic relationships revisited // Geodiversitas, 32 (4). P. 545-594.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ АНАТОМИИ ЭУКОНОДОНТОВ

Бурий Г.И.,[1] Касаткина А.П.[2]
[1] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: buryi@mail.ru
[2] Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: apkas@mail.ru

MODERN VIEWS ABOUT THE ANATOMY OF EUCONODONTS

Buryi G.I.[1], Kassatkina A.P.[2]
[1]Far East Geological Institute (FEB RAS), Vladivostok, e-mail: buryi@mail.ru
[2]Pasific Oceanological Institute (FEB RAS), Vladivostok, e-mail: apkas@mail.ru

Эуконодонты – загадочная по происхождению группа животных, её микроскопические остатки многочисленны в отложениях от кембрия до триаса. Восстановление облика этих животных – задача нашего исследования. Было показано [1], [11], что помимо зубного аппарата к характерным морфологическим чертам эуконодонтов относятся парные головные структуры (Н скелетные элементы) и туловищная поперечная полосчатость.

Н скелетные элементы, расположенные в головных частях отпечатков эуконодонтовых животных, отсутствуют у большинства известных науке животных (кроме хетогната) и являются, по нашему мнению, опорными структурами, к которым прикрепляется мощная мускулатура [8], поддерживающая тяжёлое зубное вооружение ротового комплекса. Однако форма Н элементов эуконодонтов имеет различную конфигурацию. Они могут быть ромбовидными, округлыми, трапециевидными и отличаются от таковых у хетогната. Так, на первом отпечатке и его противоотпечатке из нижнекарбоновых слоев Грантона в Шотландии, рядом с конодонтовым зубным аппаратом симметрично оси животного расположены две ромбовидные с острыми углами структуры [5]. У пятого отпечатка из этого же местонахождения такие же головные структуры являются округлыми. В передней части ротовых аппаратов, обнаруженных в ордовикских сланцах Сум Южной Африки, аналогичные образования также имеют различную форму. В одном случае – эти парные структуры - округлые (экз. C351a), а в другом (экз. C358a) - они трапециевидные [6]. Первые исследователи располагали недостаточным материалом для окончательных выводов о природе и функциональном назначении таких структур. Они приняли во внимание только округлые структуры, назвав их “lobate structures” или “lobes”, и отнесли их к плотным хрящам (sclerotic cartilages), окружавшим глаза животного (eye capsules). По их мнению, у животных из Грантона эти хрящи имели вид глубоких, сужающихся вовнутрь, полых колец. Было высказано предположение о сходстве этих находок с глазными структурами ископаемых агнат, в частности, с силурийскими анаспидами *Jamoytius*. В головной части отпечатка эуконодонтового животного из Приполярного Урала под внешними покровами также отчетливо различается округлая структура [2]. В нижнетриасовых отложениях Южного Приморья нами были обнаружены и описаны разрозненные Н скелетные элементы округлой и ромбовидно-овальной формы [7]. Значительно раньше упомянутых выше находок во многих районах Северной Америки, Европы и Азии были встречены также в разрозненном состоянии сходные округлые фосфатные структуры [13]. На некоторых из них сохранились в виде колпака остатки мягкой соединительной мышечной ткани, что может, скорее всего, указывать именно на функцию соединения эуконодонтовых элементов (тяжёлого зубного аппарата) с помощью этой ткани и управления ими в процессе работы. В таком случае Н скелетные элементы эуконодонтов сравнимы с прикрепительными скелетными пластинками головы протоконодонта (современных хетогнат) [3].

Другой отличительной морфологической особенностью эуконодонтовых животных, является наличие туловищных сериально-повторяющихся поперечных структур, иногда пересекающих две продольные срединные линии (возможно, стенки кишки). В некоторых случаях (первый, пятый и шестой отпечатки из Грантона) эти поперечные структуры являются косо-ориентированными и V-образными, что послужило основанием для первых исследователей [5] отнести эуконодонтовые животные к хордовым. При детальном исследовании морфологии всех девяти известных науке отпечатков эуконодонтовых животных [11] нами были отмечены следующие характерные особенности туловищного отдела. Наблюдаются поверхностные туловищные структуры – кольцеватость (или аннеляция), что подтверждается существованием у отпечатков из Северной Америки (*Panderodus)* [12] и из Приполярного Урала [9] внешних поперечных мускульных колец. Внутренние поперечные структуры эуконодонтов имеют вид отдельных мускульных тяжей различной формы и ориентации. Различаются косо-ориентированные и параллельные мускульные тяжи. По видимому, косо-ориентированные симметричные мускульные тяжи эуконодонтовых животных своими медиальными вершинами могли быть обращены как к голове - апикально (первый, частично второй четвертый, пятый, седьмой, а также *Promissum pulchrum* Kovacs-Endrody отпечатки), так и в противоположную сторону - терминально (второй и шестой отпечатки). Это противоречит тому, что у низших хордовых и рыб жесткозакрепленные миосептами миомеры не меняют своего направления. Направление меняют только органы (например, хвост, плавники и само тело). Но сами миомеры всегда жестко закреплены и однонаправлены. Параллельное расположение мускульных тяжей наблюдается у третьего и четвертого отпечатков. Также у эуконодонтового животного, возможно, встречается прерывистость поперечных структур (шестой отпечаток). На наш взгляд такое разнонаправленное расположение косо-ориентированной мускулатуры зависит от направления движений животных. По характеру расположения поперечных туловищных структур эуконодонтовые животные имеют некоторое внешнее сходство с хетогната, что отчётливо наблюдается как на современных [10], так и на отпечатках вымерших форм [14]. Однако, несмотря на это, рассматриваемые нами эуконодонтовые животные, не могут быть отнесены ни к хордовым, ни к хетогната, ни к пентастомидам. Они отличаются по совокупности признаков от всех известных групп животных. Мышечная система эуконодонтов характеризуются своим особым строением, отличным от хордовых животных - присущие для нее внутренние поперечные структуры являются мускульными тяжами, которые снаружи проявляются в виде колец (аннеляции) [2]. Существование у эуконодонтов парных прикрепительных структур определяет уникальный план строения его головной части и всего животного в целом (рот эуконодонтов проходит по сагиттальной оси между Н элементами). Такое примитивное строение рта в сочетании со сложным, мощным вооружением зубного аппарата – свидетельство сложности и одновременно простоты в организации эуконодонта; это показатель неравномерности темпов эволюционного развития органов. Исследование анатомии эуконодонтов подтверждает высказанную ранее точку зрения о выделении их в отдельный тип Euconodontophylea [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурий Г.И., Касаткина А.П. (2005). Сравнительно-морфологический анализ округлых фосфатных структур эуконодонтов и их функциональное значение // Палеонтологический журнал. № 1. С. 54-58.

2. Бурий Г.И., Касаткина А.П., Журавлев А.В., Сафронов П.П. (2011). Уникальная находка отпечатков эуконодонтовых животных из Приполярного Урала // Вестник ДВО РАН. № 3. С. 122-126.

3. Касаткина А.П. (1982). Щетинкочелюстные морей СССР и сопредельных вод. Л.: Наука. 136 с.

4. Касаткина А.П., Бурий Г.И. (1997). Chaetodonta – новый надтип животных и его положение в системе животного царства // Доклады Академии Наук. Т. 356. № 6. С. 843- 845.

5. Aldridge R.J., Briggs D.E.G, Smith M.P., et al. (1993). The anatomy of conodonts // Philos. Trans. Roy. Soc. London. Ser. 5. V. 340. P. 405-421.

6. Aldridge R.J., Theron J. N. (1993). Conodonts with preserved soft tissue from a new Ordovician Konservat-Lagerstatte // Journal Micropalaeontology. V. 12. P. 112-117.

7. Buryi G.I., Kassatkina A.P. (2003) Possible new skeletal elements of euconodonts // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. V. 245. P. 357-360.

8. Buryi G.I., Kassatkina A.P. (2004). Rounded phosphatic structures (H elements) of euconodonts and their function (Euconodontophylea) // Zoosystematica Rossica. V. 12. No. 2. P. 157-161.

9. Buryi G.I., Kassatkina A.P., Zhuravlev A.V., Safronov P.P. (2010). First finging of euconodont animals (Euconodontophylea) imprints on the territory of Russia // Zoosystematica Rossica. V. 19. No. 1. P. 147-153.

10**.** Kassatkina A.P. (2011). Three new species, two new genera and new family Biphragmosagittidae (Chaetognatha) from Southwest Pacific Ocean // Zoosystematica Rossica. V. 20. No 1. P. 161-173.

11. Kassatkina A.P., Buryi G.I. (2007). Muscular system of euconodont animals and their systematic position (Euconodontophylea) // Zoosystematica Rossica. V.15. No. 2. P. 229-235.

12. Mikulic D.G., Briggs D.E.G., Kluessendorf J.A. (1985). A Silurian soft-bodie biota // Science. V. 228. P. 715-717.

13. Muller K. J., Nogami Y., Lenz H. (1974). Phosphatic rings as microfossils in the Lower Paleozoic // Palaeontographica A. Bd, 146, Lief. 4-6. S. 79-99.

14. Szaniawski H**. (**2005). Cambrian Chaetognatha recognized in Burgewass Shale fossils// Acta Palaeontologica Polonica. V. 50. No 1. P. 1-8.

РАЗВИТИЕ РОДА *IDIOGNATHODUS* (КОНОДОНТЫ) В ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ МОСКОВСКОГО БАССЕЙНА

Горева Н.В.
Геологический институт РАН, Москва, *E-mail:* goreva@ginras.ru

EVOLUTION OF THE *IDIOGNATHODUS* (CONODONTA) IN THE UPPER CARBONIFEROUS OF THE MOSCOW BASIN

Goreva N.V.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow,
E-mail: goreva@ginras.ru

Критериями эволюционных изменений у конодонтофорид, как и во всех других группах ископаемых, являются преобразования морфологических признаков во времени. Именно в этом смысле к отдельным элементам их скелета (к собственно конодонтам) применяется термин «филоморфогенетические изменения» или «филоморфогенез». В отложениях среднего (московский ярус) и верхнего карбона на территории Московской синеклизы основную роль играют представители платформенных конодонтов родов *Declinognatodus, Idiognathoides* (только в низах московского яруса), *Neognathodus, Idiognathodus, Streptognathodus* и *Swadelina.* Представители родов *Hindeodus, Diplognathodus, Gondolella, Adetognathus*, будучи распространены в условиях, которые лишь спорадически возникали в эпиконтинентальном бассейне рассматриваемой территории, имеют меньшее значение. Ни один новый род не возник в рассматриваемый интервал, все роды платформенных конодонтов представляют собой морфологические типы, возникшие значительно раньше, в башкирское время.

Представители рода *Idiognathodus* широко распространены в отложениях московского яруса, где они составляют основной фон комплекса. Обеднение видового разнообразия отмечается в касимовское время и род заканчивает существование в начале гжельского века. Эволюция рода *Idiognathodus* в позднем карбоне была в свое время рассмотрена в работах И.С. Барскова с соавторами и [1] по материалам Подмосковья и Г.М. Сунгатулиной [4] по материалам востока Русской платформы. В последние годы, в результате детальных работ по обоснованию нижних границ московского, касимовского и гжельского ярусов, были ревизованы старые и получены новые данные о распространении конодонтов в Московской синеклизе. Появилась необходимость переосмысления ранее предложенных филоморфогенетических связей.

Прослеженные изменения морфологических характеристик в отдельных эволюционных ветвях рода *Idiognathodus* представлены на рисунке (рис.). Каждый Pa элемент состоит из свободного листа, платформы и 1-2 дополнительных лопастей. Различные характеристики этих трех признаков и дают нам все видовое разнообразие. Для восстановления развития рода принимались во внимание следующие признаки Pa элемента: очертания платформы, длина ростральных гребней, характер скульптуры дорзальной части платформы (положение осевого желоба, осевого гребня, ребристость и т.д.), положение и орнаментация дополнительных лопастей. Намечены основные тенденции, развитие которых дает «цепочки» последовательно возникавших видов.

Представители рода *Idiognathodus* возникли еще в середине башкирского века. На протяжении московского века можно наблюдать формирование, по крайней мере, трех эволюционных ветвей, объединяющих виды со схожими морфологическими характеристиками. Первая ветвь – платформенные конодонты с широкой короткой платформой, чье происхождение видимо, связано с *I. claviformis* – объединяет *I. volgensis*, *I. robustus* в московское время и *I. arendti* и *I. fischeri* в касимовское. В составе

верейского комплекса отмечено появление и *I. volgensis*, наследующего признаки *I. claviformis*. *I. robustus,* впервые описанный из известняка M_9 Донбасса [2] в Московской синеклизе встречен в верхней половине каширского подъяруса в смедвинском горизонте. Он отличается от наиболее распространенных представителей рода тем, что поперечные ребра платформы распадаются на отдельные бугорки, особенно в передней части. Этими чертами он сближается с типовым видом рода *I. claviformis*. Появляющийся с кревякинского времени *I. arendti* несомненно наследует ведущую тенденцию к укорочению и уплощению платформы и редукции дополнительных лопастей, которые практически не отделены от тела платформы. Этот морфотип редко встречаются в Московской синеклизе. Возможно, эти формы дают начало *I. fischeri*, имеющему более расширенную платформу и извилистые поперечные ребра.

Вторая ветвь *aljutovensis – podolskensis* связывает виды имеющие вытянутую ланцетовидную платформу. *I. aljutovensis*, появившийся в верейское время, вероятно ведет свое происхождение от *I. sinuosis*, относящегося к более древнему сообществу конодонтов. Платформенные конодонты каширского времени характеризуются существенно иным морфологическим обликом, а в таксономическом отношении резко отличаются от ранее существовавших форм. Неизменными в каширский горизонт проходят: *I. delicatus*. Основу характерного облика конодонтов каширского горизонта составляют наиболее часто встречающиеся виды*: Id. praeobliquus, I. obliquus, I. delicatus. Id. praeobliquus*, по-видимому связан в своем происхождении с широко распространенным в нижележащих отложениях видом *I. aljutovensis*. У вида потомка развиваются более отчетливые боковые дополнительные лопасти. Мелкие ребра в количестве 6-8, слегка косо ориентированы к продольной оси элемента и пересекают платформу по направлению, соответствующему направлению наружной ветви синусоидально изогнутых ребер предкового вида. Следующий вид в этой ветви - *I. obliquus* – характеризуется еще более обособленными лопастями, большим количеством поперечных ребер, еще более косо ориентированных и образующих переднее ромбовидное поле. Количество поперечных ребер варьирует от 8 до 17, угол их наклона к продольной оси изменяется от 45 до 60 градусов. Морфологическая тенденция к расширению и уплощению верхней стороны платформы в ее задней части, сопровождающаяся сдвиганием дополнительных лопастей вперед и уменьшением их орнаментации, приводит к обособлению с начала подольского времени вида *I. podolskensis*.

Несмотря на то, что в целом встречаемость конодонтов в интервале подольского горизонта более чем в 10 раз ниже, чем в каширском, в конце подольского века, по-видимому, происходит весьма существенная морфологическая дифференциация в пределах рода *Idiognathodus*. В подольском интервале приобретают важное значение начальные этапы развития новой эволюционной линии, также связанной в своем возникновении с древним персистентным видом *I. delicates.* Эта линия *I.* sp. 1 – *I. mestcherensis* играет определяющую роль в уже позднем карбоне. Прослеженная морфологическая тенденция выражена в удлинении и сужении платформы и более резким развитием дополнительных лопастей, выступающих за края платформы. С середины подольского времени она отражена в появлении вида *I.* sp. 1 [3], несомненно, связанного своим происхождением с *I. delicatus* – «генерализованным» представителем рода *Idiognathodus.* От *I.* sp. 1 в конце мячковского времени происходит *I. trigonolobatus.* Последний характеризуется некоторой асимметричностью платформы, вызванной развитием мелкого желобка, смещенного к внутренней стороне платформы на ее заднем конце. Дальнейшее развитие желобка и удлинение ростральных гребней ведет к образованию *I. nikitini*

sp.nov., от которого в хамовническое время происходит *I. sagittalis.* Последний имеют длинную изогнутую в переднезаднем направлении платформу, обособленные дополнительные лопасти из немногочисленных высоких бугорков и прерывающиеся поперечные ребра, образующие продольные желобки от 1 до 3. *I. mestcherensis* может рассматриваться как потомок *I. sagittalis*, на что указывает сходство ювенильных стадий.

В начале мячковского времени от *I. delicatus* выделяется *I.* sp. 3 [3]. Этот вид наследует от своего предка общие пропорции и очертания платформы с двумя хорошо развитыми бугорчатыми дополнительными лопастями. Кардинальным отличием является то, что у *I. delicatus* вся поверхность платформы покрыта четкими непрерывающимися поперечными ребрами, тогда как у *Idiognathodus* sp. 3 поперечные ребра прерываются таким образом, что на продолжении свободного листа остается продольно расположенный ряд бугорков – осевой гребень. У ранних форм осевой гребень развит лишь в передней части платформы, тогда как задняя покрыта непрерывающимися поперечными ребрами. Потомками этой линии могут быть формы с более развитым желобком, появившиеся в начале касимовского века и отнесенные нами к *Swadelina subexselsa.*

Во второй половине касимовского века, по-видимому, из того же персистентного *Idiognathodus delicatus,* помимо рассмотренных, обособляется новая ветвь развития *toretzianus – tersus*, характеризующаяся постепенной редукцией дополнительных лопастей. В ходе ее намечается следующая последовательность видов*: I. toretzianus*, появившийся с начала дорогомиловского времени, характеризуется более плоской, чем у *I. delicatus* слабо ассиметричной платформой с двумя лопастями, *I. lobulatus* с одной лопастью появляется в верхней части дорогомиловского горизонта, *I. tersus*, возникший в начале гжельского века, не имеет дополнительных лопастей и является*,* вероятно, терминальным видом в этой ветви. Частая встречаемость этого вида характеризует русавкинский горизонт гжельского яруса.

Особенно специфична для нижнего горизонта гжельского яруса группа морфологически близких видов, объединенных в группу *simulator* (*I. luganicus, I. kalitvensis, I. aurites* и др.). Все эти виды характеризуются асимметричным положением мелкой срединной борозды и различаются степенью развитости и количеством дополнительных осевых лопастей. В русавкинском горизонте эти виды составляют иногда до 80 % всего комплекса. Их происхождение и взаимные родственные связи остаются не ясными. Можно предполагать, что их вероятным предком является *Id. eoudarensis*, чье происхождение связывают с *I. eccentricus* Ellison, не встречающегося в Московской синеклизе, но широко распространенном в разрезах Сев. Америки [5]. Этот вид характеризуется асимметрично расположенной узкой бороздой и наличием двух лопастей.

Прогресс в таксономическом и филогенетическом изучении средне- и позднекаменноугольных конодонтов приведет к уточнению зональной , шкалы, построенной на поступательном развитии морфологических изменений, характеризующих последовательно возникающие виды.

Работы поддержаны проектом РФФИ 09-05-00101 и 12-05-00106.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барсков И.С., Алексеев А.С., Горева Н.В.* (1982). Пути развития платформенных конодонтов в среднем и позднем карбоне Московской синеклизы и их значение для разработеи зональной шкалы // в В.В. Меннер, В.В. Друщиц (ред.) Закономерности исторического развития ископаемых организмов. Москва: МГУ. С. 15-34.

2. *Козицкая Р.И., Косенко З.А., Липнягов О.М., Немировская Т.И.* (1978). Конодонты карбона Донецкого бассейна. Киев: Наукова Думка. 136 с.

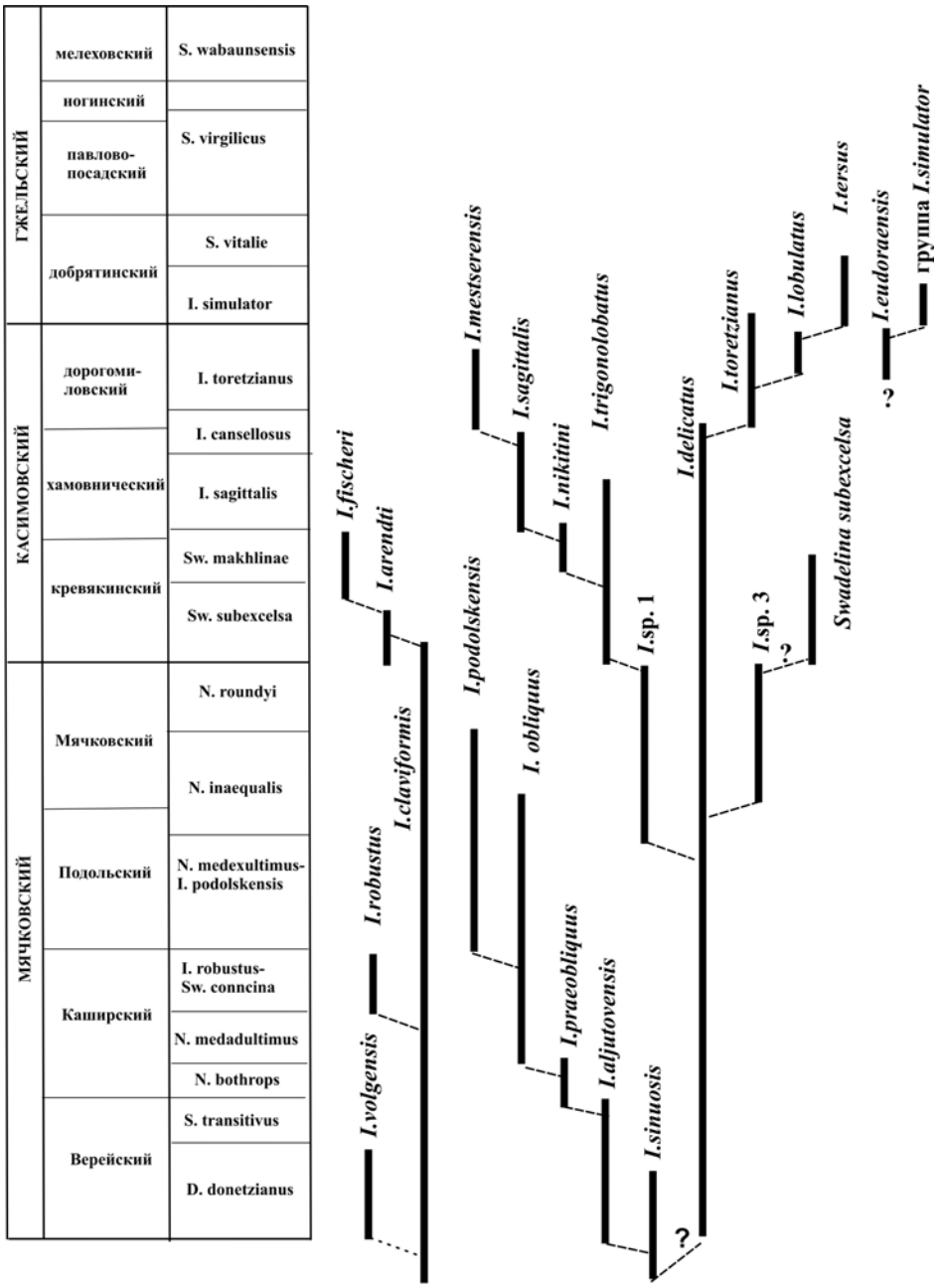


Рис. Схема развития рода Idiognathodus

3. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В*. и др. (2001). Средний карбон Московской синеклизы (южная часть). Том 2. Палеонтологическая характеристика. М.: Научный мир. 328 с.

4. *Сунгатулина Г.М.* (2009). Развитие конодонтов рода *Idiognathodus* в карбоне на востоке Русской плиты // в В.В. Силантьев (ред.) Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Материалы Второй Всероссийской конференции. Казань: Казан. гос. Ун-т. С.159-161.

5. *Barrick James E., Heckel Philip H., Boardman Darwin R.* (2008). Revision of the conodont *Idiognathodus simulator* (Ellison 1941), the marker species for the base of the global Late Pennsylvanian helian Stage // Micropaleontology. V. 54. P. 125-138.

КОМПЬЮТЕРАНАЯ МИКРОГАММАТОМОГРАФИЯ КОНОДОНТОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ – ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Журавлев А.В.
Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ФГУП ВНИГРИ), С.Петербург, e-mail: micropalaeontology@gmail.com

COMPUTED X-RAY MICROTOMOGRAPHY OF CONODONT ELEMENTS – PRELIMINARY RESULTS AND PERSPECTIVES

Zhuravlev A.V.
All Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI), St.Petersburg, e-mail: micropalaeontology@gmail.com

Компьютерная микрогамматомография становится в последние годы довольно широко и успешно применяемым методом для исследования макропалеонтологических объектов [2, 5]. Отдельные примеры использования этого метода для изучения микрофоссилий, в том числе и конодонтовых элементов, показывают перспективность этого направления в микропалеонтологии. Наиболее успешным оказалось применение микрогамматомографии для получения трехмерных реконструкций конодонтовых элементов из «спаянных кластеров» с последующей реконструкцией строения аппарата [4].

Таким образом, к настоящему времени установлена перспективность использования микрогамматомографии для морфологических исследований конодонтов. Другая возможная область применения томографических методов – изучение внутренней структуры конодонтовых элементов – пока не получила развития. Данная работа нацелена на рассмотрение возможностей использования данных микрогамматомографии для гистологического изучения конодонтовых элементов.

Традиционно распределение твердых тканей в конодонтовых элементах изучается с помощью шлифов, пришлифовок и иммерсионных препаратов. Первые два метода ведут к частичному разрушению изучаемого конодонтового элемента, а применение третьего возможно для исследования далеко не всех конодонтовых элементов (пригодны лишь листовидные элементы и платформенные с тонкой платформой).

Использование традиционных гистологических методов позволило создать обобщенные гистологические модели для элементов различной морфологии некоторых видов, а также сформулировать гистологические признаки ряда родов позднедевонско-раннекаменноугольных конодонтов [1]. Эти данные составили основу для гистологической интерпретации результатов изучения конодонтовых элементов на микрогамматомографе.

Для томографического изучения были выбраны Pa элементы *Polygnathus lanei* Kuzmin, *Polygnathus experplexus* Sandberg et Ziegler, *Siphonodella quadruplicata* (Branson et Mehl) и *Siphonodella sandbergi belkai* Dzik. Для сканирования конодонтовые элементы заливались пластиком (полиметилакрилатом). Полученные образцы сканировались на микрогамматомографе Skyscan 1174 (Горный Институт, С.Петербург) с максимальным для этого прибора разрешением - 6.6 мкм при напряжении источника 50 КВ и токе 800 мкА. Дальнейшая обработка полученных томограмм проводилась с помощью пакета программ фирмы Skyscan, оригинального программного обеспечения, разработанного в лаборатории микропалеонтологии ВНИГРИ, и программного комплекса Voxler 2 (Golden Software).

На полученных томограммах яркость изображения пропорциональна коэффициенту поглощения гамма излучения различными частями конодонтовых

элементов. В целом вещество конодонтовых элементов, представленное органоминеральными нанокомпозитами на основе фосфата кальция [3], слабо дифференцировано по коэффициенту поглощения. Значение этого параметра варьирует, в среднем, от 0,19 до 0,48 мм$^{-1}$ (соответствует 12000-31000 HU), и значительно превышает соответствующие показатели для костной ткани тканей зубов (дентина и эмали) позвоночных.

Сравнение полученных по изученным конодонтовым элементам томограмм с гистологическими моделями позволило сделать следующие выводы.

Выделяемые четыре типа твердых тканей корональной части конодонтовых элементов (ламеллярная, интерламеллярная, параламеллярная и «белое вещество») слабо отличаются по коэффициенту поглощения гамма излучения. Наибольшие отличия демонстрирует параламеллярная ткань, для которой характерно наименее упорядоченное расположение кристаллитов в сочетании с невысоким содержанием органического вещества (см. также [3]). Этот тип ткани обладает наиболее высоким коэффициентом поглощения гамма излучения (более 0,3 мм$^{-1}$, или 19000 HU) и может быть отделен по этому параметру от других типов тканей. «Белое вещество», интерламеллярная и ламеллярная ткани имеют близкие коэффициенты поглощения (0,2-0,3 мм$^{-1}$, 13000-19000 HU) и на полученных томограммах не разделяются.

Таким образом, на томограммах конодонтовых элементов возможно лишь уверенное выделение областей, сложенных параламелляной тканью (Рис. 1). Следует отметить, что этот тип твердой ткани с трудом диагностируется оптическими методами, так как в иммерсионных препаратах и на пришлифовках сходен с «белым веществом», а в шлифах слабо отличается от ламелляной ткани. Для его достоверной диагностики необходимо изучение протравленных ЭДТА пришлифовок с помощью сканирующего электронного микроскопа. Микрогамматомография представляется еще одним методом достоверной диагностики параламеллярной ткани, преимущества которого заключается в отсутствии необходимости разрушать образец, а также в получении данных о распределения этой ткани в объеме конодонтового элемента.

Результаты микрогамматомографии, в частности, подтвердили различия в характере распределения параламеллярной ткани в Pa элементах родов *Polygnathus* и *Siphonodella* (см. также [1]): у сифоноделл массивы параламеллярной ткани в платформе приближены к верхней стороне платформы, а у полигнатусов – к нижней (Рисунок 1).

Полученные трехмерные гистологические модели конодонтовых элементов позволяют получать картину распределения твердых тканей в различно ориентированных сечениях как основу для более достоверной таксономической диагностики конодонтов в шлифах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Журавлев А.В.* (2002) Гистология и микроскульптура позднепалеозойских конодонтовых элементов. СПб: Геосервис Плюс. 2002. 94 с.

2. *Błażejowski, B., Binkowski, M., Bitner, M. A., and Gieszcz, P.* (2011). X−ray microtomography (XMT) of fossil brachiopod shell interiors for taxonomy // Acta Palaeontologica Polonica. 56(2). P. 439-440.

3. *Frank-Kamenetskaya O.V., Rosseeva E.V., Zhuravlev A.V.,* et al. (2008). Hard tissues of S-elements of late Paleozoic conodont: microstructural and crystallographic aspects // Fedorov Session 2008. Abstracts. RMS DPI 2008-2-72-1. P. 229-231.

4. *Goudemanda N., Orchard M. J., Urdy S.,* et al. (2011). Synchrotron-aided reconstruction of the conodont feeding apparatus and implications for the mouth of the first vertebrates. PNAS Early Edition. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1101754108

5. *Tafforeau P., Boistel R., Boller E.,* et al. (2006) Applications of X-ray synchrotron microtomography for non-destructive 3D studies of paleontological specimens // Applied Physics A**.** 83:195–202.

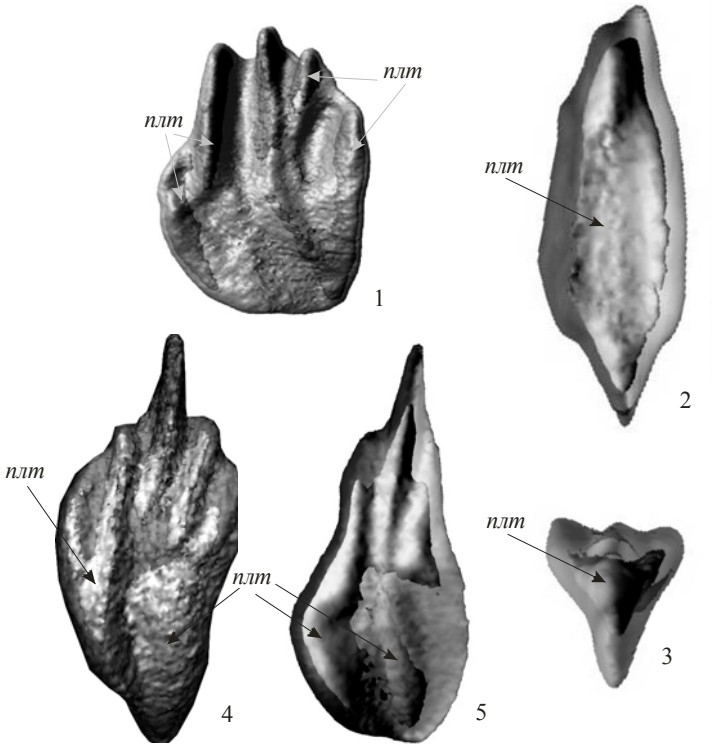


Рис. 1. Гистологические модели конодонтовых элементов, построенные на основе результатов микрогамматомографии.

1. Polygnathus experplexus Sandberg et Ziegler; 2, 3. Polygnathus lanei Kuzmin; 4. Siphonodella sandbergi belkai Dzik; 5. Siphonodella quadruplicata (Branson et Mehl). Обозначения: плт - параламеллярная ткань.

РОЛЬ КОНОДОНТОВ В ДЕТАЛИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ПАЛЕОЗОЯ

Матвеева М. А.
Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: matusha.888@mail.ru

THE ROLE OF CONODONTS IN DETALIZATION OF STRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF THE PALEOZOIC

Matveeva M. A.
Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, e-mail: matusha.888@mail.ru

Стремительный рывок стратиграфии и стратиграфических шкал палеозоя в середине XX века был обусловлен применением конодонтов. К настоящему времени изученность конодонтов большинства систем палеозоя значительна и не уступает изученности большинства других групп фауны. Конодонты имеют сейчас определяющее значение при установлении границ систем, отделов, ярусов и подъярусов, корреляции разрезов и решении других вопросов стратиграфии палеозойских отложений. Пристальный интерес к конодонтам вызван тем, что они обладают рядом неоспоримых достоинств. Эти микрофаунистические остатки приурочены к разнообразным морским отложениям: известнякам, доломитам, песчаникам, аргиллитам, кремням, яшмам и т.д. Нередко конодонты встречаются в отложениях, где другие органические остатки либо отсутствуют, либо стали неопределимыми вследствие воздействия метаморфизма, к которому конодонты сравнительно устойчивы. Конодонты являются микроископаемыми, что, наряду с их сравнительно частой встречаемостью в карбонатных и ряде других типов пород, позволяет проводить в опорных разрезах их послойные, детальные сборы, что особенно важно для определения границ геологических стратонов, а также датировать скважинный материал.

Важнейшими особенностями конодонтов являются:

1. встречаемость в большинстве типов морских отложений палеозоя;
2. быстрая эволюционная изменчивость во времени и широкое пространственное распространение;
3. относительная легкость выделения из пород путем их растворения в органических кислотах;
4. способность не разрушаться при умеренном метаморфизме.

Быстрота морфологической эволюции отдельных элементов скелета конодонтоносителей позволяет строить детальные схемы зонального расчленения разрезов, а широкое географическое распространение многих видов открывает возможности для обоснованных корреляций даже весьма удаленных толщ. Все это выдвигает конодонты в ряд наиболее важных для стратиграфии палеозойских отложений групп органических остатков [1].

Геологическая практика в США, Германии, России и других странах, основанная на применении конодонтов, подтвердила их высокую эффективность при детальном расчленении разрезов.

История изучения конодонтов в России начинается с первого описания, проведенного русским палеонтологом Х. Г. Пандером. В 60-е годы позапрошлого века они впервые были обнаружены им в глауконитовых песчаниках нижнего ордовика Прибалтики. После длительного перерыва, который продолжался практически до середины XX века, практика вернула интерес геологов к конодонтам. В этот период первым серьезное внимание на конодонты обратил известный немецкий палеонтолог В. Циглер [6].

В этот же период глубокие исследования были проведены Лейном [5], который выделил четыре вида симметрии конодонтов. К первой группе он отнес формы, обладающие двусторонней симметрией, такие как *Hibbardella, Diplododella, Taphrognathus*. Во вторую группу выделены формы, образующие зеркально симметричные пары: *Palmatolepis, Polygnathus* и др. В третью группу им включены асимметричные пары с противоположной кривизной (такие как *Bispathodus costatus*). К четвертой группе отнесены асимметричные элементы, которые могут быть непарными. Конодонты, имеющие характер симметрии, типичный для первых трех групп, объединяют практически все многообразие позднедевонских форм.

В СССР отправным пунктом исследования конодонтов явился ордовик Прибалтики. Детальная последовательность конодонтовых фаун была заложена работами С. П. Сергеевой, В. Вийры. С. П. Сергеевой, в частности, принадлежит ряд статей, посвященных общей характеристике конодонтов, методике их выделения, экологии [3].

В начале 60-х годов началось активное изучение конодонтов в СССР. Пионерскими в этом отношении явились в этот период работы Т. В. Машковой, И. С. Барского, Т. А. Москаленко, Н. С. Овнатановой, В. Г. Халымбаджи, Л. И. Кононовой и других. Работы этих палеонтологов позволили использовать конодонты при стратиграфических исследованиях девонских отложений и дали возможность проводить корреляцию с эталонными разрезами Германии.

Важное практическое значение имеет окраска конодонтов, которая может варьировать от светлой и медово-желтой до черной и белой. Она зависит от степени прогрева вмещающих их пород в геологическом прошлом. А. Эпштейн и ее коллегами разработан метод [4], на основании которого составлена цветовая шкала из восьми градаций (цветовой индекс CAI = 1-8). Также показана применимость метода, его сопоставимость с методами определения катагенеза органического вещества по отражательной способности витринита, возможность его использования для прогнозирования типа углеводородного сырья. Более подробный обзор метода ИОК и результатов его применения дан в работе [2]. Полноценные нефтяные месторождения приурочены к породам, степень катагенеза которых выражается в окраске конодонтовых элементов индексом не выше 3, что отвечает нагреву пород до 200 °С. В отложениях, содержащих конодонтовые элементы с индексом окраски выше 5, бесперспективны поиски даже газовых месторождений. Нужно отметить, что изучение окраски конодонтовых элементов имеет и другие важные приложения, поскольку она является показателем термальности пород:

- применение для оценки пригодности пород для палеомагнитных исследований;
- применение для изотопных исследований кислорода, карбонатов и карбонатных раковин;
- пригодность самих конодонтовых элементов для определения по ним изотопного возраста трековым методом;
- определение степени термального воздействия при метаморфизме.

Исследования ИОК получают все большее распространение в нефтяной геологии, с их помощью прогнозируются возможность обнаружения и тип углеводородного сырья. В связи с развитием нефтяной и газовой промышленности в России конодонты представляют особый интерес для поисков нефтяных залежей, так как для выделения продуктивных на нефть и газ горизонтов необходима хорошая стратиграфическая основа, базирующая в палеозое, прежде всего на конодонтах.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что конодонты в настоящее время являются одной из важнейших и наиболее высокоэффективных групп фаунистических остатков, используемых для решения биостратиграфических и корреляционных задач в

палеозое и раннем мезозое. Это требует более глубокого изучения природы конодонтонесущих животных. В настоящее время накопился фактический материал, позволяющий выделить скелеты конодонтонесущих животных для разработки их естественной систематики. Назрела необходимость изучить этапность в развитии этих животных, их отношение к фациям, их экологию и биологическую природу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов К. С.* (1987). Методы поисков и выделения конодонтов. Методические рекомендации. Свердловск, УНЦ АН СССР. С. 3-5.

2. *Петросьянц М. А., Овнатанова Н. С.* (1982). Оптические методы определения уровня катагенеза и метаморфизма органического вещества. Обз. информ. Сер, "Нефтегазовая геология и геофизика". М. Д ВНИИОЭНГ. Вып. 10. С. 1-27

3.*Сергеева С. П.* (1964*)*. Отряд Conodonti. Основы палеонтологии. Бесчелюстные и рыбы. М., Наука. С. 485-507.

4. *Epstein A. G., Epstein G. B., Harris L. D.* (1977). Conodont color alteration – an index to organic metamorphism. Geological survey professional paper, Washington. P. 2-10.

5. *Lane H. R.* (1968). Symmetry in conodont element pairs. Tulsa, J. Paleont, 42. P. 1258-1263.

6. *Ziegler W.* (1958). Conodontenfeinstratigraphische Untersuchunger an der Grenze Mittelderon. Oberdevon und in der Adorfstufe. Hessisches Landesamt Bodenforschung Notizblatt, 87. 7-77, P. 12, Wiesbaden.

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ВИЗЕЙСКИХ КОНОДОНТОВ В СЕЛЕННЯХСКОМ ХРЕБТЕ

Тарабукин В.П.[1], Шульгина В.С.[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН), Якутск, e-mail: v.p.tarabukin@diamond.ysn.ru

[2]Федеральное Геологическое Управление Научно-производственное объединение «Аэрогелогия» (ФГУ НПО), Москва, e-mail: abc@aerogeologia.ru

FIRSTS FIND VISIAN CONODONTS IN THE SELENNYAKH RIDGE

Tarabukin V.P.[1], Shulgina V.S.[2]

[1]Institute Geology Diamond and Precious Metal of Russian Academy of Science, Siberian Branch (IGDPM RAS), Yakutsk, e-mail: v.p.tarabukin@diamond.ysn.ru

[2]Federal Geological Government Science-Industrial Unit “Aerogeologia”(FGG SIU ”Aerogeologia”, Moskow, e-mail: abc@aerogeologia.ru

Конодонты в изобилии встречаются в визейских отложениях различных регионах и являются ортостратиграфической группой. Они изучены в стратотипических разрезах и его аналогах в Северной Америке [10], Европе [1, 5, 8, 9] и Азии [2, 6, 7].

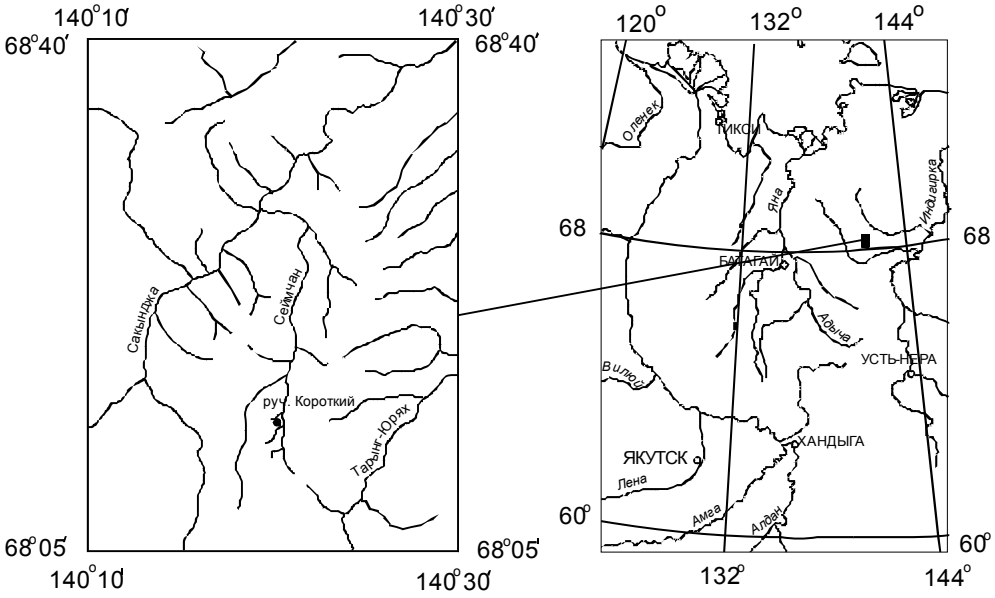


Рис. 1. Местоположение разреза по правому водоразделу руч. Короткий.

В ходе проведения среднемасштабной геологической съемки впервые были найдены визейские конодонты в Селенняхском хребте (Рис. 1).

Ранее, визейский возраст отложений на данной территории выделялся условно. Он основывался на находках брахиопод, имеющих широкий стратиграфический интервал распространения от раннего турне до позднего визе. Большинство из них относились к эндемичным формам [3, 4]. При проведении геолого-съемочных работ нами сделано детальное описание и опробования разреза по правому водоразделу руч. Короткий. В пластине зажатой между блоками, сложенными франскими и карадокскими отложениями, описан фрагментарный разрез северосеймчанской свиты и короткинской толщи. Разрез описан по восточному крылу опрокинутой синклинальной складки (Рис. 2).

Толща представлена известняками с прослоями органогенно-обломочных разностей, брахиоподовыми и криноидными ракушняками (Рис. 3), алевролитами, в

верхней части туфобрекчиями и туфами среднего состава. В нижней части толщи, из пачки 7 определены конодонты *Apathognathus* sp., *Cavusgnathus* sp., *Clydognathus cavusformis* Rhodes, Austin et Druce.

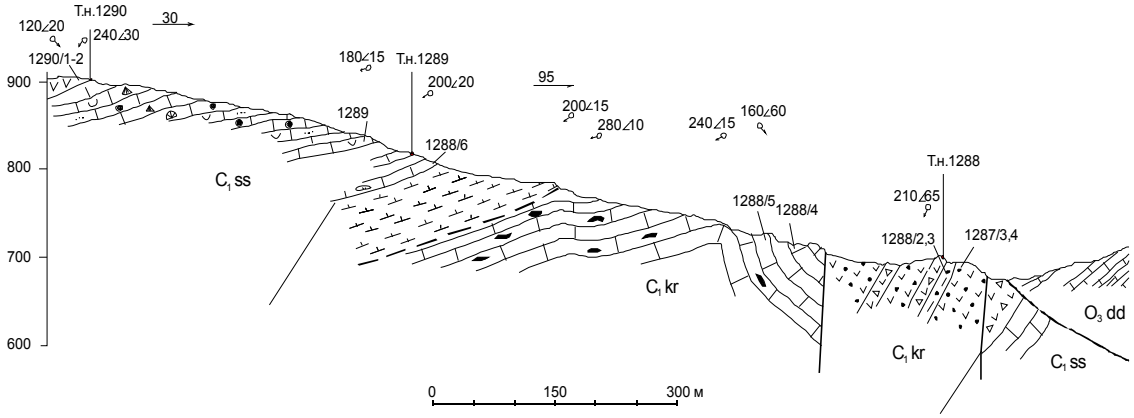


Рис. 2. Геологический разрез ордовикских и нижнекаменноугольных отложений по правому водоразделу руч. Короткий (лев. Приток р. Сеймчан).

Вид *Clydognathus cavusformis* известен из верхнетурнейских отложений Московской синеклизы, Донецка, верхнетурнейских и нижневизейских отложений. Австралии. В средней части толщи в пачках 4 и 6 найден комплекс конодонтов *Cavusgnathus unicornis* Young. et Mill*., C.* cf. *unicornis* Young. et Mill., *Clydognathus* sp., *Paragnathodus commutatus* Br. et M. Представители рода *Cavusgnathus* появляются в позднем турне и широко распространены в визе. Вид *Paragnathodus commutatus* известен только из визейских отложений России (Московская синеклиза и Донецк), Англии (Шотландия), США (штаты Арканзас, Оклахома и Иллинойс.

Анализ комплексов конодонтов указывает на турне-визейский возраст короткинской толщи.

Находки конодонтов позволяет уточнить возрастной интервал вновь выделенной толщи и проводить глобальные корреляции. Это дает возможность вышеизложенные данные использовать при проведении крупно- и среднемасштабном геологическом и минерагеническом картировании на территории Селенняхского хребта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аристов В.А*. (1994). Конодонты девона-нижнего карбона Евразии. М.: Наука. 192 с.

2. *Гагиев М.Х*.(1992). Конодонты и стратиграфия среднего палеозоя Северо-Востока Азии. Дисс. Д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск. 39 с.

3. *Гребенников Г.А.* и др. (1961). Объяснительная записка к листам R-54-XXXIII, XXXIV Государственной геологической карты СССР м-ба 1:200 000. М.: Госгеолтехиздат. 48 с.

4. *Дорофеев А.В*. и др. (1969). Объяснительная записка к листам R-54-XXVII, XXVIII Государственной геологической карты СССР м-ба 1:200 000. М.: Госгеолтехиздат. 139 с.

5. *Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В*., и др. (2002). Карбон Московской синеклизы // Сб. Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург. С. 207-213.

6. *Неевин А.В*. (2005) Стратиграфия и конодонты нижнего карбона центральной части Южного Тянь-Шаня. Бишкек: ПЛ № 3. 185 с.

7. *Bardasheva N.P., Bardashev I.A., Weddige K*. et al. (2004). Stratigraphy and conodonts of the Lower Carboniferous of the Shishkat section (southern Tien Shan, Tajikistan) // Senckenbergiana lethaea. V. 84 (1-2). P. 225-301.

8. *Conil R., Groessens E., Lalouk M*. et al. (1990) Carboniferous guide foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine Basins: their potential for widespread correlation // International

correlation and division of the Carboniferous System: contributions from the Carboniferous Subcommission meeting CFS. Courier Forsch.-Inst. Senckenberg. V. 130. P. 15-58.

9. *Groessens E.* (1974) Pleliminary range chart of conodont biozonation in the Belgian Dinatian // Geol. Surv. Belg. Publ. V. 17. P. 1-162.

10. *Lane H.R., Sandberg C.A., Ziegler W.* (1980) Taxonomie and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standrt post- Siphonodellazonation // Ibid. 1980. No. 14. P. 114-164.

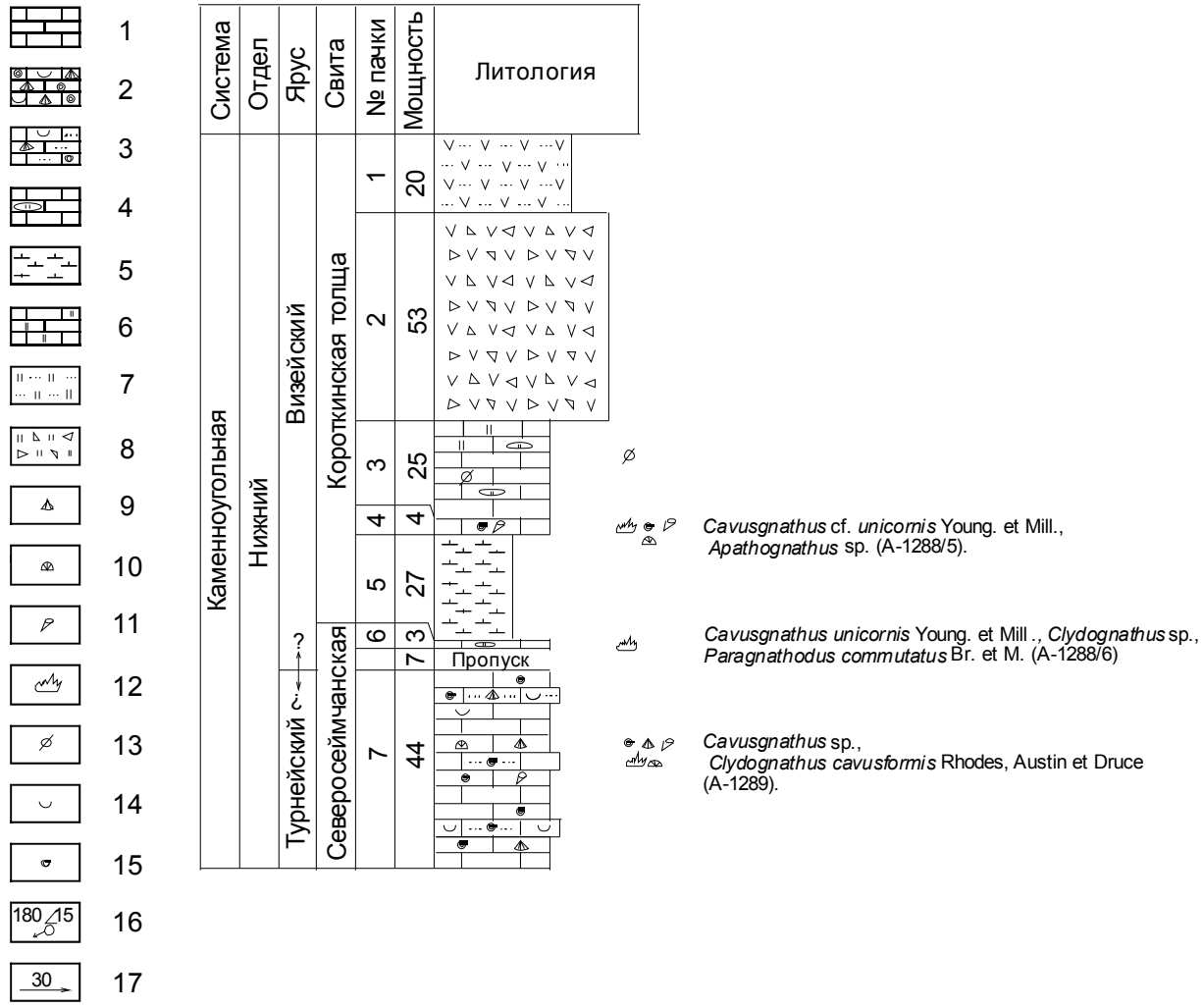


Рис. 3. Разрез нижнекаменноугольных отложений по правому водоразделу руч. Короткий.

Условные обозначения: 1 - известняки; 2 – известняки органогенно-обломочные; 3 – известняки среднезернистые с органикой; 4 – известняки с линзами окремненных разностей; 5 - алевролиты известковистые; 6 – известняки окремненные; 7 -туфы; 8 – туфобрекчии; 9 - брахиоподы; 10 - табуляты; 11 – ругозы; 12 – конодонты; 13 – радиолярии; 14 – детрит; 15 – криноидеи. 16 - элементы залегания; 17 - азимут направления движения. Сокращения: ss – северосеймчанская свита; kr – короткинская толща; т.н. – точка наблюдения; 1288 – номер пробы.

СЕКЦИЯ ОСТРАКОДЫ

НЕКОТОРЫЕ ВИДЫ ОСТРАКОД ИЗ МАНДРИКОВСКИХ СЛОЕВ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА УКРАИНЫ

Бондарь О.В.
Днепропетровский национальный университет имени Олеся Гончара, Днепропетровск, e-mail: olesyabondar@list.ru

SOME SPECIES OF OSTRACODS FROM THE MANDRYKOVKA BEDS OF THE UPPER EOCENE OF UKRAINE

Bondar O.V.
Oles Honchar Dnipropetrovsk National University, Dnipropetrovsk, e-mail: olesyabondar@list.ru

Рыбальский карьер (г. Днепропетровск) является единственным в Украине местом выхода на земную поверхность мандриковских слоев, которые содержат уникальную по полноте, разнообразию и сохранности ископаемую фауну верхнего эоцена Украины – двустворчатых и брюхоногих моллюсков, фораминифер, остракод, мшанок, одиночных и колониальных кораллов, а также иглы морских ежей, спикулы губок, зубы акул. Вопросы стратиграфии и палеонтологии данных отложений, а также условия их формирования были детально изучены многими исследователями [1, 3-7].

Мандриковские слои по совокупности особенностей палеонтологии и стратиграфии представляют собой важный геологический объект, который претендует на статус геологического памятника регионального значения [3], поэтому необходимым является как можно более детальное изучение особенностей фаунистических остатков с помощью современных методов их диагностики.

Нами даны описания некоторых видов остракод, изученных при больших увеличениях с применением методов электронной микроскопии, что позволяет детально исследовать элементы скульптуры раковин остракод (рис. 1, 2).

Монографическое описание остракод выполнено согласно [2]. Изученные образцы фауны хранятся в коллекции НИИ геологии ДНУ под № 200105 и 200107. Фауна сфотографирована в Днепропетровском отделении (ДО) УкрДГРИ при помощи растрового электронного микроскопа РЭММА 102-02, завод SELMI (фотографировал С.И. Овечко) при поддержке директора ДО УкрДГРИ Б.Н. Васюка и заведующего сектора фанерозоя В.Л. Стефанского.

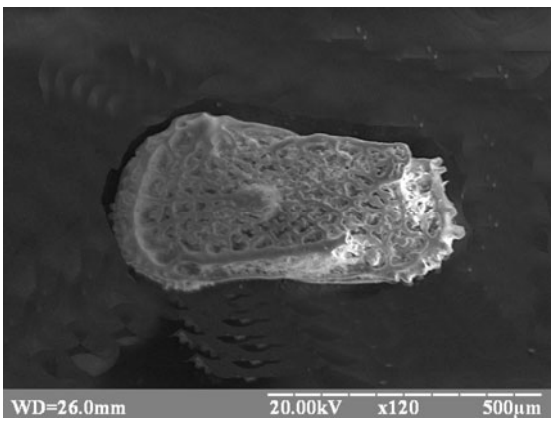


Рис. 1. Hermanites paijenborchiana Keij. Экз.№ 200105, левая створка сбоку, х 120.

Семейство *Thaerocytheridae* Hazel, 1967

Подсемейство Thaerocythernae Hazel, 1967

Род *Hermanites* Puri, 1955

Hermanites paijenborchiana Keij, 1957

Рис. 1.

1969 *Hermanites paijenborchiana* Keij: Шеремета, с. 199, табл. XVIII, фиг. 15-16.

Голотип – *Hermanites paijenborchiana* Keij (Keij, Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium, с. 110, табл. 21, фиг. 10-11). Ипрский и лютетский ярусы Бельгии и Франции [6, с. 199]. Сведения о месте хранения голотипа не известны.

Материал. 4 створки хорошей сохранности.

Описание. Форма раковины неправильно округленно субпрямоугольная. Конвергенция к заднему краю значительная. Раковина толстая, непрозрачная, матовая, среднего размера (L = 0,62 мм), удлиненная (L/H = 2,3), умеренно широкая.

Наибольшая высота раковины расположена в передней трети створки. Максимальная выпуклость наблюдается в центральной части, на переднем и заднем концах раковина уплощенная.

Спинной край прямой, под углом 8° наклонен к заднему концу. Переход к переднему концу под широко округленным тупым углом, к заднему – под узко округленным углом (75°).

Форма брюшного края волнистая. Наибольшая вогнутость расположена в передней трети створки. Переход к переднему концу округленный, к заднему – под округленным тупым углом.

Разница высот переднего и заднего концов незначительная (угол наклона спинного края 8°). Передний конец частично выше заднего, имеет плавно округленную форму и слабо выпукло скошен в переднеспинной части. Задний конец имеет форму узко округленного тупого угла. Форма линии скоса в заднеспинной части отвесная.

Поперечное расчленение раковины значительное. Раковина имеет грубоскульптурированную поверхность.

Элементы макроскульптуры I порядка представлены: 1) продольным брюшным уплощенным ребром; 2) продольным ребром, которое начинается посередине спинного края, а в постеро-дорзальному углу резко поворачивает вниз и уже в качестве поперечного ребра доходит до продольной оси створки; 3) тонкой пластинчатой складкой, которая прослеживается вдоль переднего края. На месте центрального поля мускульных отпечатков наблюдается низкий овальный бугорок.

Развиты элементы макроскульптуры II порядка. Нижняя половина переднего конца и треть брюшного края украшены мелкими зубчиками; в нижней половине заднего конца расположены от 6 до 8 игольчатых шипов. На месте изгиба спинного уступа, то есть на месте перехода спинного края в задний иногда наблюдаются 1-2 шипа.

Развита мезоскульптура: среднеячеистая, полигонально пятигранная, форма граней сглаженная. Ячейки расположены от центрального бугорка к переднему концу створки радиально и имеют прямоугольное сечение. На месте центрального бугорка ячейки полигональные и расположены вокруг него, а во второй половине створки – без определенной закономерности.

Глазное пятно присутствует.

Размеры, мм. Длина раковины – 0,62, высота переднего конца раковины – 0,31, высота заднего конца раковины– 0,22.

Сравнение. От *Hermanites multifora* (Szczechura) отличается неглубокими ячейками и иным планом их расположения.

Местонахождение. Рыбальський карьер (г. Днепропетровск), мандриковские слои.Распространение. Нижнеэоценовые отложения Крыма, верхнеэоценовые отложения Украинского щита, нижне-среднеэоценовые отложения Западной Европы.

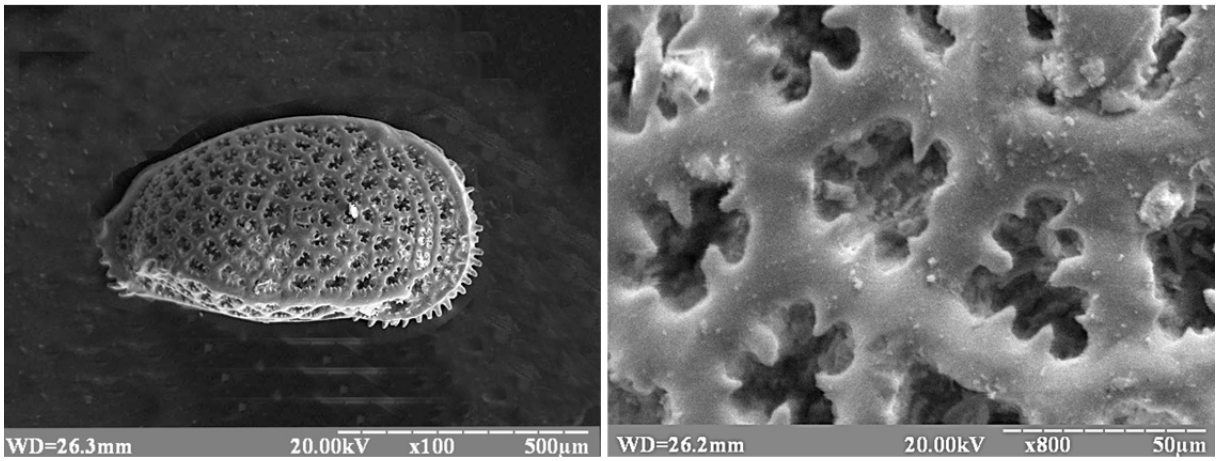


Рис. 2. *Triginglymus mandrykovensis* Scheremeta: а – Экз. № 200107, правая створка снаружи, х 100, б – мезоскульптура, х 800.

Семейство Campylocytheridae Puri, 1960
Род *Triginglymus* Blake et Howe, 1950
Triginglymus mandrykovensis Scheremeta, 1969

1969 *Triginglymus mandrykovensis* Scheremeta: Шеремета, с. 153, табл. 15, фиг. 4.

Голотип – *Triginglymus mandrykovensis* Scheremeta (Шеремета, 1969, с. 153, табл. 15, фиг. 4). Верхний эоцен (бартонский ярус), пос. Мандриковка Днепропетровской области, Украина. Хранится в коллекции ЛГУ (г. Львов), №34/112.

Материал. 3 створки хорошей сохранности.

Описание. Форма раковины неправильно округленно субтрапециевидная, с конвергенцией к заднему краю. По длине раковина средняя (L = 0,75 мм), по степени удлиненности – умеренно удлиненная (L/H = 1,87). Раковина толстая, непрозрачная, матовая, белого цвета. Наибольшая высота раковины приходится на переднюю треть створки. Максимальная выпуклость расположена в задне - центральной части.

Спинной край выпукло-прямой, значительно наклоненный (под углом 12 - 15°) к заднему концу; переход к переднему концу под широко округленным тупым углом, к заднему – под узко округленным тупым углом. Передний кардинальный угол невыраженный; задний кардинальный угол выраженный.

Брюшной край слабо выпуклый; переход к переднему концу плавно округленный, к заднему – резко округленный.

Разница высот переднего и заднего концов раковины значительная. Передний конец значительно выше заднего, слабо скошен в переднеспинной части и плавно округлен в переднебрюшной части. Задний конец отвесно скошен и плавно вогнут в заднеспинной части, скошен и плавно округлен в заднебрюшной части, несколько выше продольной оси образует уступ.

Развита макроскульптура I порядка. Вдоль переднего края протягивается небольшое ребро, которое переходит в продольное брюшное ребро, по которому происходит изгиб боковой поверхности створки; ребро заканчивается в заднебрюшной части небольшим конусовидным бугром.

Элементы макроскульптуры II порядка представлены многочисленными краевыми шипами (около 18 штук) среднего размера, которые расположены на переднем и переднебрюшном краях, и четырьмя конечными короткими пластинчатыми шипами в нижней части заднего края.

Развита мезоскульптура: раковина грубоскульптурированная, с большими четырехгранными прямоугольными ячейками. Вдоль переднего края между ребром и передним концом расположен ряд больших прямоугольных ячеек. На гранях ячеек наблюдаются бугорки (4-6 штук), которые делают мезоскульптуру раковины необычной по своему рисунку.

Глазное пятно присутствует.

Порово-канальная зона широкая, с частыми прямыми каналами.

Размеры, мм. Длина раковины –0,75, высота переднего конца – 0,40, высота заднего конца – 0,27.

Изменчивость. Проявляется в характере скошенности спинного края.

Сравнение. По характеру сетчато-бугорчатой скульптуры и зубчиков переднего и заднего концов описанный вид не имеет себе подобных среди видов рода *Triginglymus*.

Местонахождение. Рыбальський карьер (г. Днепропетровск), мандриковские слои.

Распространение. Верхнеэоценовые отложения (мандриковские слои) Причерноморской впадины и Украинского щита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Веселов А.А., Голев Б.Т., Люльева С.А. и др*. (1974). Новые данные о стратиграфическом положении и возрасте мандриковских слоев окрестностей г. Днепропетровска // Доклады АН СССР. №5. С. 1145-1147.

2. *Дикань Н.І*. (2006). Систематика четвертинних остракод України (довідник-визначник). Київ: Видавництво ІГН НАНУ. 430 с.

3. *Манюк В.В.* (2002). Про таємниці природи, які нам відкрив Рибальський кар'єр // Інформац.- публіцистичн. бюлл. «Свята справа». Дніпропетровськ. Вип. 1. № 5. С. 15-17.

4. *Носовский М.Ф., Коненкова И.Д., Барг И.М. и др*. (1978). Новые местонахождения мандриковских слоев в районе Днепропетровска и их палеонтологическая характеристика // в: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Выпуск. 2. Днепропетровск: Издательство ДГУ. С. 40-48.

5. *Шеремета В.Г.* (1967). Остракоды мандрыковских слоев Днепропетровской области и их стратиграфическое положение // Палеонтологический сборник. Вып. 1. № 4. Львов: Издательство ЛГУ. С. 62-68.

6. *Шеремета В.Г.* (1969). Остракоды палеогена Украины. Львов: Издательство ЛГУ. 300 с.

7. *Широков А.З., Веселов А.А., Стефанский В.Л., Петруша В.И.* (1985). Формирование и возраст мандриковских слоев окрестностей г. Днепропетровска // Доклады АН УССР. Серия Б. С. 25-30.

КОМПЛЕКС ОСТРАКОД ГОЛОЦЕНА ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ (РОССИЙСКИЙ СЕКТОР)

Бурындина Л.В., Бондарь Е.А.
НТС Кубаньгазпром, Краснодар, e-mail: pinchukt@mail.ru

COMPLEX OSTRACODES OF THE HOLOCENE FROM THE BLACK AND AZOV SEAS (RUSSIAN SECTOR)

Burindina L.V., Bondar E.A.
NTC Kubangazprom, Krasnodar, e-mail: pinchukt@mail.ru

Изучением остракод голоценовых отложений Южных морей России занимались Ливенталь В.Э. (1929-1956), Мандельштам М.И., Шнейдер Г.Ф. (1963,1968), Шорников Е.И. (1964-2010), Маринов Т. (1965), Супрунова Н.И. (1970-1980), Кармишина Г.И (1975), Бурындина Л.В. и Бондарь Е.А. (2000) и др. За последние годы нами были изучены остракоды из донных проб Черного и Азовского морей, полученных от Геологической экспедиции г.Геленджика. Район исследования включает шельф и погруженную часть Черного моря, от Керченского пролива до Сочи,и восточную часть Азовского моря, где были отобраны пробы и керн из неглубоких скважин, в ходе крупномасштабной геологической съемке, масштаба 1:200 000.

Найденные комплексы остракод представлены относительно теплолюбивыми и эвригалинными видами. При исследовании выявлена закономерность чередования комплексов остракод, по составу и количеству, в зависимости от различных экологических и фациальных обстановок. Эти данные позволяют выделить трансгрессивные и регрессивные стадии в развитии бассейна. Трансгрессивные стадии характеризуются увеличением состава и численности эври- и полигалинных видов остракод. В регрессивные стадии комплексы остракод характеризуются снижением состава и численности видов, но с сохранением голэвригалинных представителей. Кроме того, выделяются комплексы по площади распространения, в зависимости от солености и глубин вод.

В голоценовое время для Азовского моря характерен одноименный этап развития, который подразделяется на две стадии, определяемые биотическими условиями. По сопоставлению материалов скважин на территории Азовского моря выделились комплексы остракод характерные древнеазовским и новоазовским слоям. Древнеазовские слои содержат остракоды: *Cytherissa bogatschovi* (Liv., 1938), *Caspiocypris filona* Sars, 1956, *Iliocypris brady* Sars, 1928, *Leptocythere propinqua* var. *cymbula* Liv., 1929, среди которых наиболее характерны: *Cyprideis punctilata* (Brady, 1865), *Trachyleberis truncata* Schneider, 1940, *Loxoconcha eichwaldi* Liv., 1929 и др. (табл.1). На протяжении древнеазовского этапа по разрезам скважин, наблюдались колебания в составе комплексов, от многочисленных видов до единичных. Новоазовские слои характеризуются обедненным комплексом остракод, среди которых преобладают *Cyprideis punctilata* и *Caspiola filona* (Livental, 1956). В ассоциации остракод отмечаются реликтовые каспийские представители с единичными черноморскими эндемиками.

Черноморский этап происходил в течение средиземноморской трансгрессии. В древнечерноморской стадии преобладали каспийские эвригалинные остракоды, распространенные среди средиземноморских пришельцев, сопровождавшиеся постепенным изменением состава комплекса остракод.

Таблица 1. Остракоды голоцена Азовского и Черного морей

Виды остракод	Азовское море	Черное море
Caspiocypris ex gr.*labiata* (Zalany, 1929)	+	
C. rotulata (Livental, 1940)	+	
C. filona (Livental, 1956)	+	
C. larustris J.et Sars, 1928	+	+
Caspiolla acronasuta (Livental, 1929)		+
C. acronasuta var. *gracilis* (Liv., 1938)	+	
Bakunella dorsoarcuata (Zalany, 1929)		+
Liventalina gracilis (Livental, 1929)		+
Ilyocypris bradyi Sars, 1928	+	+
Il. gibba Ramdohr, 1808	+	
Darwinula shadier Suzin, 1956	+	
Cypris kerchensis Karmischina, 1975	+	
C. mandelstami Lubimova, 1961	+	
C. subglobosa (Sowerby, 1840)		+
Eucypris djaffarovi Agalarova, 1961		+
Candona candida (Muller, 1912)	+	
C. abichi Livental, 1929	+	
C. cavis Mandelstam, 1961	+	
C. schweyri Shornikov, 1964		+
C. elongata (Scheweyer, 1949)	+	+
C. combibo Livental, 1929		+
C. ex.gr.*rostrata* (Brady, 1947)		+
Candoniella formosa (Livental, 1961)	+	
C. platigena Suzin, 1956	+	
C. subellipsoida (Scharapova, 1961)	+	
C. longa (Stepanides, 1962)	+	+
C. albicans (Brady, 1924)	+	+
Cytherissa bogatschovi Livental, 1938	+	+
C. bogatschovi var.*triformis* (Livental, 1938)	+	
C. napthtascholana (Livental, 1929)		+
C. candida (Livental, 1929)		+
Leptocythere gubkini Livental, 1956	+	
L. ex gr.*bosqueti* Livental ,1929	+	
L. electis (Marcova, 1957)	+	
L. verrucosa Suzin, 1956	+	
L. caspia Livental, 1938		+
L. marpha Livental, 1940		+
L. picturata Livental, 1929	+	
L. olivina Livental, 1938	+	
L. propnqua Livental, 1929	+	+
L. propnqua Livental var.*cymbula* Livental, 1929	+	
L. mutabilis Karmischina, 1975	+	
L. multituberculata Livental, 1929	+	+
L. minuta Farad,1949	+	
L. striatocostata Schweyer, 1949		+
L. bacuana Livental, 1938		+
L. lata Schneider, 1940		+
L. saluta Livental, 1956		+
L. pennatus Schornikov ,1969		+
L. septotuberculata , Livental 1939		+
L. bona Stepanajatis, 1958		+
Limnocythere luculenta Livental, 1929	+	
L. alveolata Suzin, 1956	+	
L. detruncata Suzin, 1956	+	

Cytherideis subulata Brady, 1869	+	+
Trachyleberis pseudoconvexa Livental,1938	+	+
T. truncata Schneider, 1940	+	
T. pontica Livental, 1961	+	
Paracytherois parvum Suzin, 1894	+	
Dolerocypris fasiata Muller, 1962	+	
Bythocypris elongata Schweer ,1956	+	
B. candoeformis Shweer, 1956	+	
Cytherois cepa Klein ,1956		+
Macrocypris minna (Baird,1956)		+
M. maxi Burkatskyi et Burindina, 2000		+
Cyprideis littoralis (Brady, 1869)	+	+
C. punctillata (Brady, 1865)	+	
C. torosa (Jones, 1856)	+	
C. puctillata (Brady) var. *pliocenica* Rosyjeva,1961	+	
Loxoconcha eichwaldi Livental, 1929	+	+
L. ex gr. *laevatula* Livental, 1949	+	
L. elliptica Brady, 1868	+	+
L. tuberculata Livental,1938		+
L. eichwaldi var.tuberculata Livental, 1929		+
L. djaffarovi (Schneider, 1956)		+
L. baairdyi Muller, 1912		+
Cytherura pyrama Schneider , 1939	+	
Xestoleberis chanakovi Livental, 1949	+	

Древнечерноморские слои содержат преимущественно *Candoniella albicans* (Brady, 1924)*, Cyprideis littoralis* (Brady, 1869) и характерны *Caspiolla acronasuta* (Livental, 1929)*, Macrocypris minna* (Baird, 1956) и др. В новочерноморскую стадию формируется собственно черноморская фауна остракод, большей частью близка к карангатскому комплексу, где преобладают виды: *Leptoceythere multituberculata* Livental, 1929*, Loxoconcha bulgarica, Xestoleberis cornelli, Macrocypris maxi* и др. Черноморские комплексы остракод значительно богаче азовских (табл. 1).

Современное изучение голоценовых остракод показало, что они могут быть использованы при определении возраста вмещающих пород и корреляции отложений по всему бассейну. Также колебание состава остракод по разрезу скважин и донных проб показывают изменение экологических условий их обитания, пространственного распространения комплексов от глубины моря, состава пород, температуры, солености, газового режима и гидродинамических условий в бассейне осадконакопления. В разрезе голоцена Азовского моря проявляется резкое колебание смены фаун от полигалинных до эвригалинных видов, размеры раковины несколько меньше, чем в у черноморских представителей. Очевидно данные колебания, связаны с мелководностью акватории.

В глубоководном черноморском бассейне, где встречаются обилие остракод, обитающих на различных глубинах и в разных экологических условиях. Находки остракод на больших глубинах в Черном море, указывают, что в голоцене уровень сероводородного заражения был намного ниже, по сравнению с современным. Некоторые раковины остракод найденные на глубинах ниже 1000 м, были пиритизированы или покрыты зернами пирита Таким образом проведенные исследования показали возможность стратиграфического расчленение голоцена по остракодам и установление биотафономических условий обитания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агаларова Д.А., Кадырова З.К., Кулиева С.А*. (1961). Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку: Азернешр. 419 с.

2. *Векуа М.Л.* (1975). Остракоды киммерийских и куяльницких отложений Абхазии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба. 137 с.

3. *Кармишина Г.И.* (1975). Остракоды плиоцена юга европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратов ун-та. 374 с.

4. *Кармишина Г.И., Шнейдер Г.Ф.* (1986). Остракоды. В кн. Неогеновая система. Стратиграфия СССР. Т.2. М.: Недра. С. 289-294.

5. *Мандельштам М.И., Маркова Л.П., Розыева Т.Р., Степанайтыс Н.Е*. (1962). Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Турменистана (Справочник). Ашхабад. 283 с.

6. *Супрунова Н.И.* (1975). Биофациальный анализ верхнеплиоценовых и четвертичных отложений северо-западного Прикаспия (по микрофаунистическим данным). В кн. Обзор жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М.: Наука. С. 102-106.

7. *Супрунова Н.И.* (1980). Этапность развития фауны остракод и фораминифер как основа биостратиграфического расчленения четвертичных отложений керченского пролива // Вопросы микропалеонтологии. Вып.23. С. 171-173.

8. *Швейер А.В.* (1949). Основы морфологии и систематики плиоценовых и постплиоценовых остракод. Л.: Гостоптехиздат. 109 с.

9. *Шорников Е.И*. (1969). Подкласс остракода или ракушечные раки. В кн. Определитель фауны Черного и Азовского морей. Киев. С. 163-260.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ РАЗРЕЗА МАРЬИНО (Ю-З КРЫМ) ПО ОСТРАКОДАМ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Карпук М.С. [1], Косоруков В.Л. [2]
[1]Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: mashita@mail.ru
[2]Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, e-mail: kosorukov-vladimir@rambler.ru.

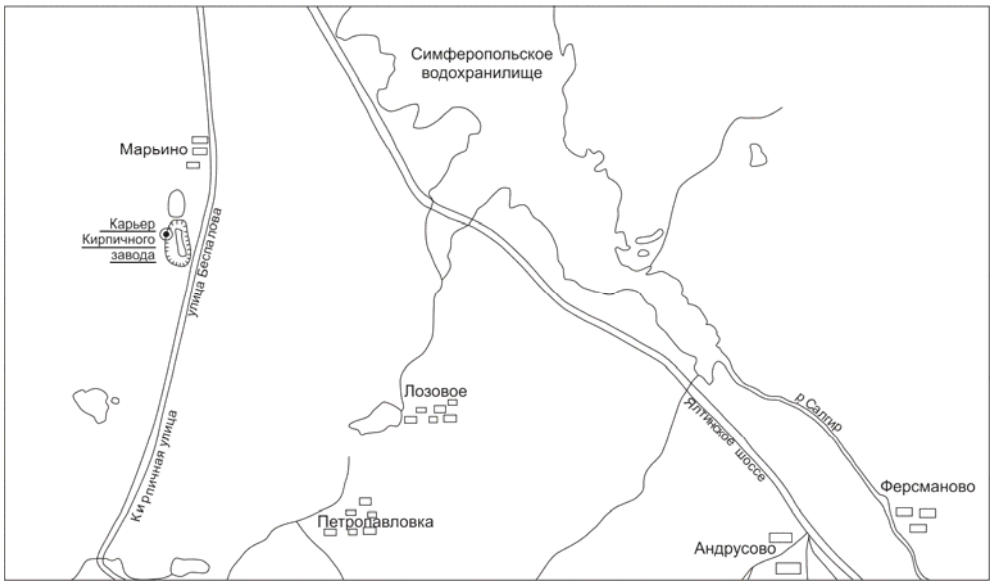
PALEOECOLOGY OF THE MARINO SEQUENCE BASED ON OSTRACODS AND LITHOLOGICAL DATA

Karpuk M. S. [1], Kosorukov V.L. [2]
[1]Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: mashita@mail.ru
[2]Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: kosorukov-vladimir@rambler.ru.

Остракоды весьма широко распространены в аптских и альбских отложениях Юго-Западного Крыма, представленных глинами и мергелями серого цвета. Одним из таких разрезов является разрез кирпичного завода п. Марьино (рис. 1). Снизу вверх в нем выделяется 5 слоев. Слой 1: глины серые, слоистые. В 3,2м от подошвы разреза наблюдается прослой красных слоистых глин, мощностью 0,7м. Общая мощность слоя 9м. Слой 2: мергели светло-серые массивные, биотурбированные, мощность 2,9м. Слой 3: мергели серые, более темные, чем в предыдущем слое, более глинистые, массивные, вверх по разрезу становятся все более глинистыми и слоистыми, мощность 7,5м. Слой 4: глины темно-серые, слоистые, мощность 0,05м. Слой 5: глины зеленовато-рыжие, светлеющие вверх по разрезу, слоистые. Мощность 2,5м. Слои 1, 2 и часть слоя 3 отвечают позднеаптскому возрасту, аммонитовой зоне Acanthohoplites nolani, зоне по наннопланктону NC7. Верхняя часть разреза отвечает альбскому возрасту.

Материалом для настоящего исследования послужили комплексы остракод, собранные из описанного разреза, и литологические шлифы и рентгенофазовый анализ, сделанные для некоторых образцов, выбранных случайным образом (обр. 102, 103, 105, 107 и 110).

Рис. 1. Расположение разреза кирпичного завода близ п. Марьино.



Бентосные остракоды, в силу микроскопических размеров жестко связаны с определенными биотопами и зависят от характера грунта и местной гидродинамики, морфология их раковин является надежным индикатором палеообстановок. Опираясь на актуалистические данные [2], по форме и скульптуре раковины можно сделать

предположения об экологической адаптации изученных остракод. Для морфофункционального анализа использовались не все виды, а только те, раковины которых обладали определенными морфологическими особенностями, позволявшими отнести их к одной из экологических групп. Поэтому для некоторых образцов данные морфофункционального анализа отсутствуют.

Виды анализировались по двум взаимосвязанным направлениям: отношению к придонной гидродинамике и типу грунта (рис. 2). Внутри каждого направления выявлялись различные обстановки, для которых устанавливались виды-индексы. По отношению к гидродинамике изученные остракоды делились на обитателей спокойных и приливно-отливных обстановок. По отношению к типу грунта выделялись обитатели илов и заиленных песков.

Анализируя процентное соотношение индексов различных обстановок в образцах, можно сделать предположения об относительной удаленности береговой линии и глубине бассейна в различное время (рис. 3). Приближение береговой линии связывалось с увеличением числа мелководных видов, которые определялись по отношению к гидродинамике (обитали в зоне с высокой энергией воды). Гранулометрические свойства осадка связаны с относительной глубиной (чем мельче, тем он грубее), поэтому, исследуя остракод по их отношению к грунтам, можно судить об относительной глубине накопления изученных разрезов.

Итак, в результате вышеописанного анализа в разрезе Марьино можно выделить две стадии развития бассейна: позднеаптскую и альбскую. В первой можно выделить три трансгрессии (обр. 100-102, 104-105, 106-107), о которых свидетельствует увеличение количества остракод, обитавших в спокойных гидрологических условиях. Однако, не смотря на удаленное от берега положение разреза, глубина осадконакопления в этом месте остается небольшой, и более того, в моменты удаления береговой линии, глубина осадконакопления уменьшалась (обр. 105 и 107), что может объясняться местной тектоникой – вертикальными дифференцированными движениями [1]. Что же касается второй стадии, то здесь развитие бассейна становится нормальным, то есть приближение береговой линии соответствует уменьшению глубины (обр. 108) и наоборот (обр. 110), что свидетельствует о прекращении вертикальных движений.

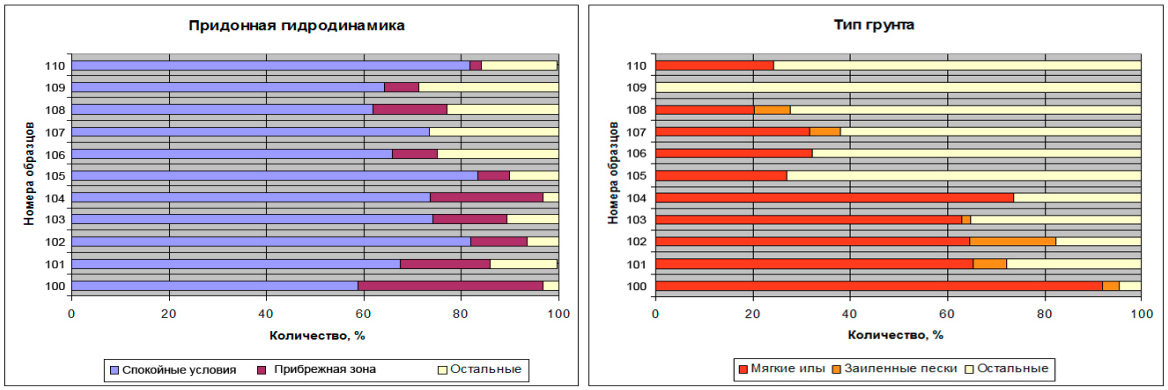


Рис. 2. Диаграммы гидрологической активности и типов грунта в разрезе Марьино.

Для подтверждения получившихся выводов относительно глубины бассейна и удаленности береговой линии, были сделаны литологические шлифы и рентгенофазовый анализ.

В результате литологического анализа получилось, что обр. 105 и 107 отвечают самым глубоководным условиям, поскольку в этих образцах минимальное количество каолинита (29% и 22%, по сравнению с более чем 30% в других образцах). Кроме того,

значение содержания железа в образцах 105 и 107 равно 0,40 и 0,35 соответственно, в то время как в остальных образцах оно значительно выше (обр. 102 К=0,56; обр. 103 К=0,60, обр. 110 К=0,61), что также говорит о максимальной удаленности от берега, поскольку при удалении от берега происходит переход железа в двухвалентную форму и вынос его из глинистых минералов. Также в этих двух образцах значительно больше карбоната и меньше алевритовой примеси, что также говорит об их удаленности от берега.

Следующим по удаленности от берега является обр. 110 не смотря на то, что в нем, максимальное количество каолинита (33%) и железа, он представлен известковой глиной с очень малым количеством алевритовой примеси (1-2%).

Еще ближе береговая линия находилась на уровне образца 103, в котором количества каолинита равно 30%, но алевритовая примесь составляет 5-7%, имеется хлоритизированный пепел и пирит, а карбонатное вещество представлено только многокамерными фораминиферами, без микритового кальцита.

И, наконец, береговая линия была максимально приближена к берегу на уровне образца 103, в котором содержание каолинита (32%) и железа практически максимально, имеется карбонат, представленный микритовым кальцитом и формамениферами, алевритовой примеси мало, но имеется растительный детрит около 5-7%, что говорит о приближенности к берегу и застойных условиях.

Таким образом, литологические данные подтвердили данные по остракодам об относительной удаленности от берега места осакдонакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Никишин А.М. и др.* (2006). Геологическая история Бахчисарайского района Крыма (учебное пособие по Крымской практике). М.: изд-во МГУ. 59 с.

2. *Шорников Е.И.* (1981). Вопросы экологии Азово-Черноморских остракод // Биология моря. Вып. 26. Экологические исследования донных организмов. Киев: Наукова Думка. С. 53 – 88.

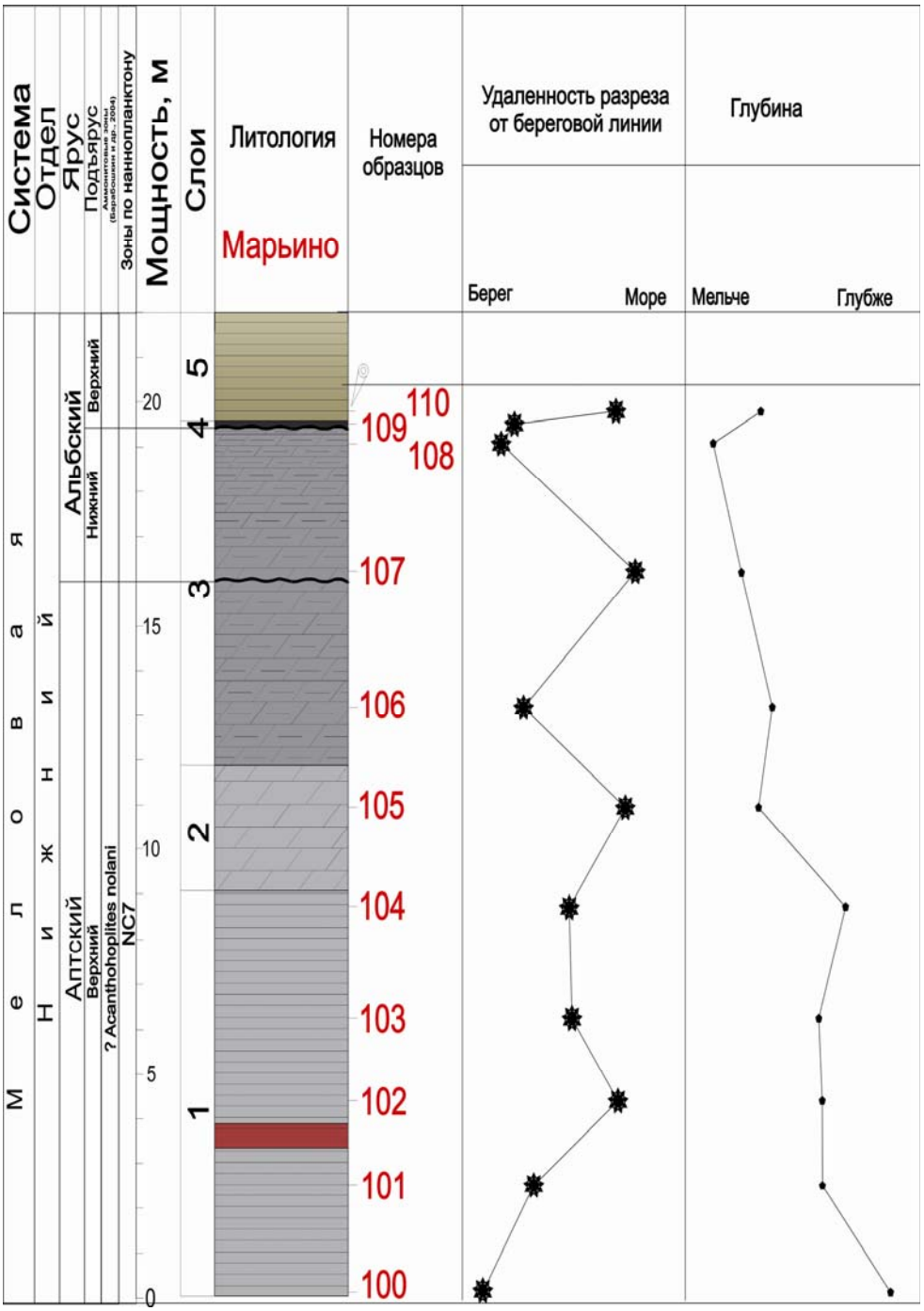


Рис. 3. Удаленность разреза от береговой линии и относительная глубина в разрезе Марьино.

К РЕВИЗИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ LIMNOCYTHERIDAE SARS, 1925 (OSTRACODA) ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Коновалова В.А.
Томский государственный университет (ТГУ), Томск, e-mail: konovalova@ggf.tsu.ru

REVISION OF THE QUARTERNARY LIMNOCYTHERIDAE SARS, 1925 (OSTRACODA) OF WESTERN SIBERIA

Konovalova V.A.
Tomsk State University, Tomsk (TSU), e-mail: konovalova@ggf.tsu.ru

На территории Западной Сибири в составе четвертичных остракод были описаны виды с различной морфологией раковины, отнесенные к одному роду - *Limnocythere* Brady, 1867, входящему в состав подсемейства Limnocytherinae Sars, 1925 [1].

На основании изучения морфологии раковины и обзора литературных данных предлагается разделить западносибирские лимноцитерины на три группы, относящиеся к трем родам данного подсемейства - *Limnocythere* s. str. Brady, 1867, *Paralimnocythere* Carbonnel, 1965 и *Limnocytherina* Negadaev-Nikonov, 1967. Кроме того, в систематику западносибирских лимноцитерид предлагается ввести еще одно подсемейство - Dinarocytherinae Krstiж, 1987 с характерным родом *Scordiscia* Krstiж & Schornikov, 1993.

Семейство **Limnocytheridae** Sars, 1925

Подсемейство **Limnocytherinae** Sars, 1925

Род *Limnocythere* s. str. был установлен Брэди в 1867 году с типовым видом *Cythere inopinata* Baird, 1843. *Диагноз рода:* Раковина округленно-прямоугольная с прямым спинным краем, с хорошо выраженной поперечной бороздой по краям которой расположены полые бугры. Левая створка перекрывает правую сзади. При рассмотрении сверху передний конец часто клювовидный. Половой диморфизм ярко выражен: раковины самцов более удлиненные, чем у самок. Краевые поровые каналы неразветвленные [5, 9].

В составе четвертичных остракод Западной Сибири к данному роду пока отнесено 2 вида - *Limnocythere inopinata* (Baird, 1843) и *Limnocythere falcata* Diebel, 1968 (Таблица).

Род *Paralimnocythere* был установлен Карбоннелем в 1965 году с типовым видом *Paralimnocythere*

bouleigensis Carbonnel, 1965. *Диагноз рода:* Раковина удлиненная, с прямым спинным краем, с высоким уплощенным передним концом. Порово-канальная зона очень широкая, уплощенная, с характерными ветвящимися или лучеобразно расходящимися поровыми каналами. Наиболее выпуклая часть находится в средней части раковины особенно у брюшного края [5, 9].

В составе четвертичных остракод Западной Сибири к данному роду автором отнесено 2 вида - *Paralimnocythere relicta* (Lilljeborg, 1863) и *Paralimnocythere negadaevi* (Popova, 1965)(таблица).

Род *Limnocytherina* был установлен К.Н. Негадаевым-Никоновым в 1967 году с типовым видом *Limnocythere manjtschensis* Negadaev-Nikinov, 1955 [4]. Однако, позднее выяснилось, что под названием вида *Limnocythere manjtschensis* был описан самец вида *Limnocythere inopinata*. Сейчас в этот род включено 17 номинальных видов, большинство из которых распространено в Северной Америке. Вместе с *L. sanctipatricii* (Brady et Robertson, 1869), по мнению Е.И.Шорникова, они представляют обособленную группу с характерными признаками морфологии, раковины и мягкого

тела. Поэтому для данного рода необходимо установить новое родовое название с соответствующим типовым видом и диагнозом [6]. Мы же пока оставляем для этой группы родовое название *Limnocytherina* с диагнозом, данным К.Н. Негадаевым-Никоновым. *Диагноз рода:* Раковина продолговатая, с короткой и низкой передней частью и более высокой и удлиненной задней. Поперечная борозда расположена ближе к передней трети раковины. Порово-канальная зона в передней части относительно уплощенная или слабонаклоненная, в задней части - более наклоненная. Краевые поровые каналы ясные, прямые и редкие.

В составе четвертичных остракод Западной Сибири к данному роду автором отнесено 2 вида - *Limnocytherina sanctipatricii* (Brady et Robertson, 1869) и *Limnocytherina brevis* (Stepanaitys, 1962) (таблица).

Подсемейство **Dinarocytherinae** Krstiж, 1987

Подсемейство включает хорошо кальцинированные Limnocytheridae, имеющие прочный амфидонтный замок с хорошо развитыми кардинальными зубами на правой створке и ясно выраженным зубчатым срединным валиком на левой створке. Среди нормальных пор присутствуют ситовидные поры. Краевые поровые каналы не длинные и редкие, обычно сильно украшены глубокими петлями по поверхности. На раковинах часто есть бугорки и ребра. Роды этого подсемейства отличаются от Limnocytherinae также формой раковины: они относительно короче, створки самок более квадратные; раковины самцов немного длиннее и имеют прямоугольную форму. Известны с эоцена. Подсемейство состоит, к настоящему времени, только из одной трибы Dinarocytherini, включающей пять родов [7].

Род *Scordiscia* был установлен Н. Крстич и Е.И. Шорниковым в 1993 году с типовым видом *Scordiscia scordica* Krstiж, 1993. *Диагноз рода:* Раковина толстостенная, маленькая, трапециевидно-прямоугольная, правоперекрывающая. Скульптурные образования состоят из бугорков, расположенные в дорзальной области, брюшного ребра и ячеек, покрывающих всю поверхность раковины. Замок правой створки состоит из краевых зубов и S-образно изогнутого валика, расположенного между этими зубами. Передняя половина этого валика находится выше линии краевых зубов, а в задней половине находится углубление с маленькими ямками, которые приспособлены к зубчикам валика левой створки. В левой створке дистальные гнезда связаны насеченным валиком. Первый или два первых поддерживающих зубчика на каждом конце валика крупные; средняя часть валика равномерно или неравномерно насечена [8].

Западносибирские лимноцитериды, которые в настоящий момент отнесены к этому роду, ранее автором были отнесены к роду *Denticulocythere*. Таксономический состав этих двух родов долгое время подвергался длительной ревизии [2, 3, 8]. Использование электронного сканирующего микроскопа позволило уточнить детали строения замка, скульптуры поверхности раковин западносибирских лимноцитерид и выяснить их таксономическую принадлежность. Отличительные признаки рода *Denticulocythere*: Левоперекрывающая квадратно-овальная раковина с грубой ячеистой скульптурой в задней половине створок, с насеченной средней частью валика и наличием двух краевых зубов, насеченных на 2-3 части (амфидонтный замок парамфидонтного типа). Отличительные признаки рода *Scordiscia*: Правоперекрывающая асимметричная трапециевидно-прямоугольная раковина с грубой ячеистой скульптурой по всей поверхности створок, с S-образно изогнутым насеченным валиком и двумя гладкими краевыми зубами (амфидонтный замок голоамфидонтного типа).

В составе четвертичных остракод Западной Сибири к этому роду отнесены виды *Scordiscia caspiensis (*Negadaev-Nikonov, 1957) и *Scordiscia dorsotuberculata* (Negadaev-Nikonov, 1957) (таблица).

Таким образом, в результате проведенных исследований предлагается в классификационную схему четвертичных остракод Западной Сибири внести следующие изменения. В состав подсемейства Limnocytherinae Sars, 1925 включить 3 рода: 1) род *Limnocythere* s. str. Brady, 1867 с видами *L. inopinata* и *L. falcata*; 2) род *Paralimnocythere* Carbonel, 1965 с видами *P. relicta* и *P. negadaevi*; 3) род *Limnocytherina* Negadaev-Nikonov, 1967 с видами *L. sanctipatricii* и *L. brevis*. В состав семейства Limnocytheridae Sars, 1925 предлагается ввести еще одно подсемейство - Dinarocytherinae Krstiж, 1987 с характерным родом *Scordiscia* Krstiж & Schornikov, 1993 и видами *S. caspiensis* и *S. dorsotuberculata*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Казьмина Т.А.* (1975). Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины // Новосибирск: Наука. 108 с.

2. *Кармишина Г.И.* (1970). К систематике и филогении ископаемых остракод родов *Limnocythere* Brady и *Prolimnocythere* (gen. n.) // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 6. Ч. II. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та. С. 110-126.

3. *Кармишина Г.И.* (1975). Остракоды плиоцена юга европейской части СССР // Саратов: Изд-во СГУ. 376 с.

4. *Негадаев-Никонов К.Н.* (1967). Морфология, палеобиологическое и биостратиграфическое значение антропогеновых лимноцитер (Ostracoda, Arthropoda) // Известия АН МССР (палеонтология и стратиграфия). № 4. С .34-44.

5. Практическое руководство по микрофауне СССР: Т.3. Остракоды кайнозоя. (1989). // Л.: Недра. 235 с.

6. *Шорников Е.И.* (2008). Реликтовые остракоды в фауне о. Кушмурун (Казахстан) // Новости палеонтологии и стратиграфии: Вып.10-11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т.49. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С .480-484.

7. *Krstiж N.* (2006). Pliocene ostracodes of the Paludinian Beds in the Pannonian Plain, Serbian Pt. Beograd. 409 p.

8. *Krstiж N.*, *Schornikov E.I.* (1993). *Scordiscia*, a new genus of Limnocytheridae. In: McKenzie, K.G., Jones, P.J., eds. Ostracoda in the Earth and life sciences. Proc. 11th Intern. Symp. on Ostracoda. Rotterdam: A.A. Balkema. P. 249-257.

9. *Meisch C.* (2000). Freshwater Ostracoda from Western and Central Europe // J. Schwoerbel and P. Zwick: Subwasserfauna von Mitteleupora 8/3. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg. 522 p.

Объяснения к таблице

Все, изображенные на таблице экземпляры, происходят из четвертичных отложений Западной Сибири.

Фиг. 1, 3. *Limnocytherina sanctipatricii* (Brady et Robertson, 1869). 1 - Экз. № 119-5/40, правая створка самца с внешней стороны; 3 - Экз. № 119-5/41, правая створка самки с внешней стороны; Томская область, с. Кожевниково, скв. 33, обр. 12, гл. 12,0 м.

Фиг. 2. *Limnocythere inopinata* (Baird, 1843). Экз. № 119-5/46, левая створка самки с внешней стороны; Томская область, обнажение «Куйлинский яр», цоколь II н.т. р. Яя, сл.2, обр.38-Я.

Фиг. 4, 6. *Paralimnocythere negadaevi* (Popova, 1965). 4 - Экз. № 119-5/44-1, правая створка с внешней стороны; 6 - Экз. № 119-5/44-2, левая створка с внешней стороны; Кемеровская область, III н.т. р. Чумыш, обр. 3/87 (5), гл. 3,5 м.

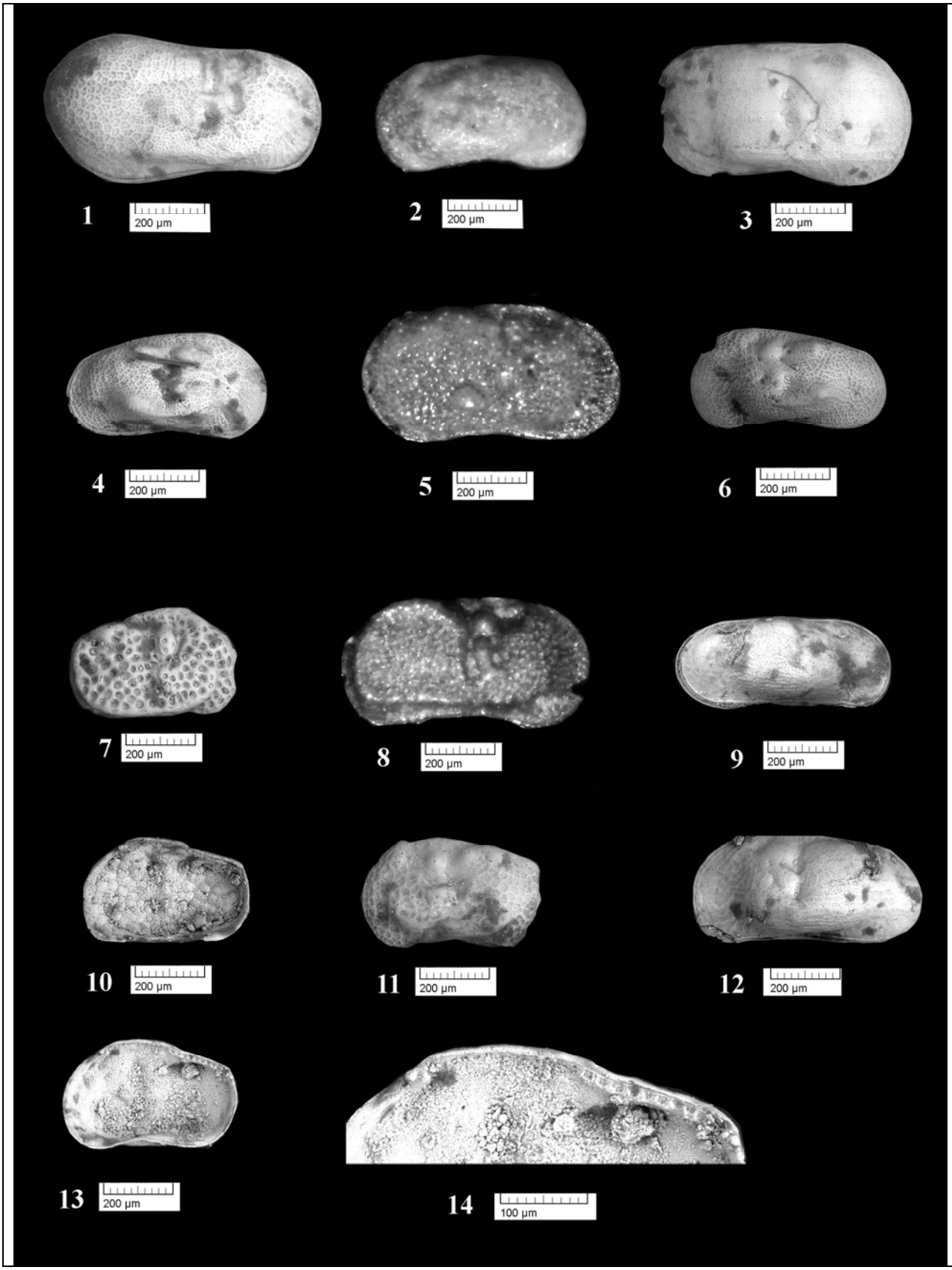
Фиг. 5. *Limnocytherina brevis* (Stepanaitys, 1962). Экз. № 119-5/47, правая створка самки с внешней стороны; Алтайский край, с. Ануй, I н.т. р Ануй, обр. 23/2, гл. 9,2 м.

Фиг. 7, 10. *Scordiscia caspiensis (*Negadaev-Nikonov, 1957). 7 - Экз. № 119-5/43, правая створка с внешней стороны; 10 - Экз. № 119-5/43-1, правая створка с внутренней стороны; Томская область, с. Красноярка, II н.т. р. Кия, обр. К-9-99, кровля слоя 3.

Фиг. 8. *Limnocythere falcata* Diebel, 1968. Экз. № 119-5/48, правая створка с внешней стороны. Западная Сибирь, Томская область, с. Кожевниково, скв. 109, обр. 11, гл. 14,0 м.

Фиг. 9, 12. *Paralimnocythere relicta* (Lilljeborg, 1863). 9 - Экз. № 119-5/36, раковина личинки, вид сбоку; 12 - Экз. № 119-5/37, раковина взрослой особи, вид сбоку; Кемеровская область, обнажение I н.т. р. Яя (устье р. Бекет), середина торфяного слоя, обр. 25-Я.

Фиг. 11, 13, 14. *Scordiscia dorsotuberculata (*Negadaev-Nikonov, 1957). 11 - Экз. № 119-5/42, левая створка с внешней стороны; 13 - Экз. № 119-5/42-1, правая створка с внутренней стороны; 14 - Экз. № 119-5/42-1, замок правой створки; Томская область, с. Красноярка, II н.т. р. Кия, обр. К-9-99, кровля слоя 3.


1
200 µm
2
200 µm
3
200 µm
4
200 µm
5
200 µm
6
200 µm
7
200 µm
8
200 µm
9
200 µm
10
200 µm
11
200 µm
12
200 µm
13
200 µm
14
100 µm

Таблица

О СОСТАВЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ОСТРАКОД ИЗ ТЕРМИНАЛЬНЫХ СЛОЕВ ПЕРМИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Кухтинов Д.А., Воронкова Е.А.
Нижневолжский институт геологии и геофизики (НВНИИГГ), Саратов,
e-mail: sheglov@nvniigg.san.ru

ON THE COMPOSITION AND BIOSTRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE OF OSTRACODS FROM THE TERMINAL PERMIAN STRATA OF RUSSIAN PLATFORM

Kukhtinov D.A., Voronkova E.A.
Nizhnevolzhsky geology and geophysics research institute (NVNIIGG), Saratov,
e-mail: sheglov@nvniigg.san.ru

В настоящее время география местонахождений остракод терминальных слоев верхней перми расширяется, однако, наиболее полно они изучены по обнажениям в Жуковом овраге близ г. Гороховец и Соковка у г. Вязники (Владимирская обл., бассейн р. Клязьмы). Специфика ассоциаций остракод, встреченных в этих местонахождениях, была отмечена в предыдущих работах [2, 3, 7], поэтому представилось необходимым произвести сопоставление полученных данных. Несколько неожиданным оказалось различие в родовом составе и процентном содержании видов каждого рода (Рис. 1). Так, род *Volganella*, представленный многочисленными, в том числе новыми видами, встречен в жуковском комплексе и не обнаружен в соковском. Род *Darwinula* в соковском комплексе занимает доминирующее положение (16 видов), а в жуковском – обнаружен только один его вид. В жуковском комплексе значительно больше (вдвое) видов рода *Gerdalia*, идентичных или морфологически близких нижнетриасовым видам, а также более многочисленны и разнообразны *Suchonella.* Фактически, при примерно равной общей численности видов, наблюдаются отличия в родовой структуре сравниваемых комплексов, что обусловлено, вероятно, различием в их фациальной приуроченности и стратиграфическом положении в разрезе. Для обоих комплексов характерно широкое участие видов рода *Suchonellina* (соответственно 31% и 42%).

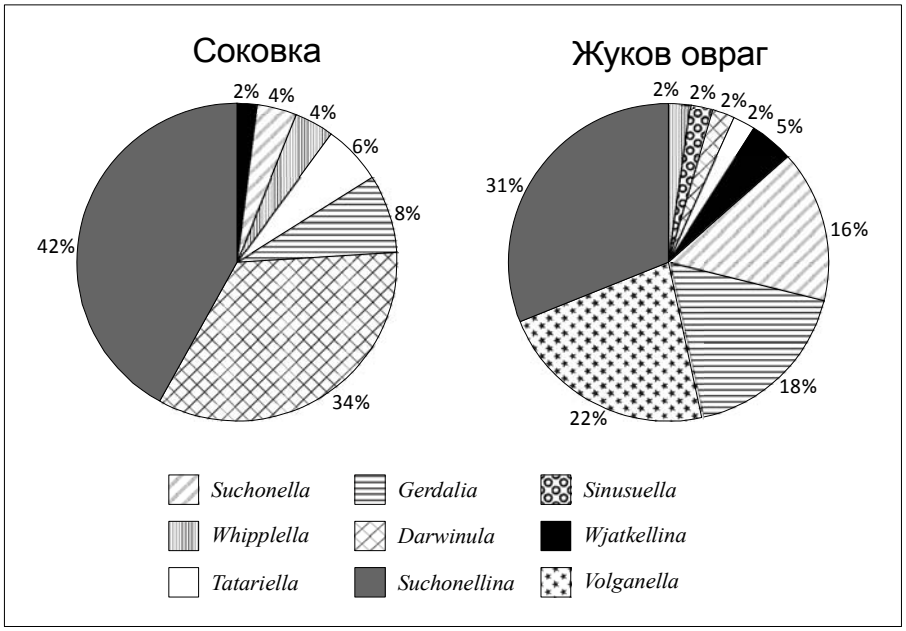


Рис. 1. Родовая структура ассоциаций остракод вязниковского горизонта верхней перми местонахождений Соковка и Жуков овраг.

Общими для сравниваемых ассоциаций являются 14 видов, в том числе восемь видов сухонеллин - *S. trapezoida, S. perlonga, S. parvaeformis,* переходящие из вятских отложений Русской платформы, S. *verbitskajae, S. acuta,* встречающиеся в верхах верхней перми Сибири, *S. dubia, S. perelubica, S. compacta* и два вида сухонелл - *Suchonella rykovi, S. posttypica,* описанные ранее из песчаной пачки Саратовского Заволжья (Бузулукской впадины), ошибочно относимой к нижнему триасу [1], которые могут рассматриваться в качестве характерных видов вязниковского горизонта (Рис. 2).

I	II	III
Suchonellina perlonga	*Suchonellina parallela*	*Suchonellina inornata*
S. parvaeformis	*S. alia*	*S. aff. spizharskyi*
S. verbitskajae	*S. inaffectata*	*S. adunctatus*
S. acuta	*S. spizharskyi*	*S. activa*
S. dubia	*S. localis*	*S. naturale*
S. trapezoida	*S. futschiki*	*S. ex gr. angulosa*
S. perelubica	*S. ex gr. obtusa*	*S. ex gr. valida*
S .compacta	*Wjatkellina fragilina*	*S. recta*
Wjatkellina (?) fragilis	*Gerdalia clara*	*S. angulata*
Gerdalia analoga	*G. ampla*	*S. ex gr. innae*
Darwinula liassica	*G. analoga*	*Gerdalia ex gr. rara*
Suchonella rykovi	*G. dactyla*	*G. sedecentis*
S. posttypica	*G. ex gr. longa*	*G. arta*
Whipplella svijazhica	*G. ex gr. rixosa*	*Darwinula ex gr. decima*
	G. wetlugnsis	*D. ex gr. pyriformis*
	G. ex gr. noinskyi	*D. accuminata*
	G. ex gr. triassiana	*D. ex gr. suchonensis*
	Suchonella longuaris	*D. temirensis*
	S. circula	*D? frivolis*
	S. stabilis	*D. media*
	S. clivosa	*D. ex gr. laciniosa*
	Tatariella emphasis	*D. aff. bulloida*
	Sinusuella vjatkensis	*D. orbiculata*
	Volganella concava	*D. gerdae*
	V. truncata	*D. ex gr. accuminata*
	V. magna	*D. ex gr. pseudooblonga*
	V. recta	*D. ex gr. pseudoobliqua*
	V. ex gr. gigantella	*D. ex gr. extrema*
	V.(?) angulata	*D. ex gr. pseudoinornata*
	Volganella sp. 1 (sp. nov.)	*Tatariella citata*
	Volganella sp. 2 (sp. nov.)	*T. imparis*
	Volganella sp. 3 (sp. nov.)	*T. inassueta*
	Volganella sp. 4 (sp. nov.)	*Whipplella alveata*
Всего - 14	Всего - 33	Всего - 33
Всего - 80		

Рис. 2. Соотношение комплексов остракод Жукова оврага и местонахождения Соковка.

I – общие виды, II - виды, обнаруженные только в первом местонахождении, III – виды, обнаруженные только во втором местонахождении.

Ранее в разрезах северодвинского и вятского ярусов Вологодской и Костромской областей Е.М. Мишиной [4] были обнаружены скопления остракод *Volganella,*

представленных рядом новых видов. Отдельные виды волганелл отмечались на разных уровнях разреза перми, но подобные "волганелловые" слои, содержащие остатки многих видов этого рода, больше не встречались. С открытием Жуковского местонахождения стала очевидной приуроченность волганелловых слоев к вязниковскому горизонту, выраженному в определенных фациях. В обоих случаях они приурочены к прослоям светло-серых алевритистых глин. Вероятно, корреляционное значение этих слоев ограничено распространением сходных фаций.

Представляют бесспорный интерес данные по остракодам из озерно-пролювиальных отложений вязниковского горизонта Южного Приуралья [6]. Отсюда И.И. Молостовской были определены виды: *Suchonellina trapezoida* (Sharapova in Schneider)*, S. perelubica* (Starozhilova), *S. compacta* (Starozhilova), *S. dubia* (Starozhilova), *S. mera* (Mishina), *S. ulrichi* (Mishina), *Wjatkellina fragilina* (Belousova), *W. ignatjevi* (Zekina et Janovskaja), *W. vladimirinae* (Belousova), *W. ex gr. vladimirinae* (Belousova), *Wjatkellina sp., Darwinula* (?) *accuminata* Belousova, *Gerdalia secunda* (Starozhilova), *Suchonella ex gr. typica* Spizharskyi, *S. circulata* Mishina, *S. rykovi* Starozhilova, *S. posttypica* Starozhilova, *Tatariella vologodensis* Mishina, *Darwinuloides ex gr svijazhicus* (Sharapova in Schneider). Большая часть названных видов встречается в нижележащих отложениях вятского яруса, однако присутствие *Suchonellina perelubica, S. compacta,* S. *dubia, Suchonella rykovi, S. posttypica* – видов, описанных из песчаной пачки Саратовского Заволжья, отличают этот комплекс от других. Действительно, по ним можно опознавать вязниковский горизонт в местонахождениях, находящихся на значительном расстоянии друг от друга – в бассейне р. Клязьмы, в Южном Приуралье и Саратовском Заволжье, а также в описанных ранее разрезах. В подтверждение последнего утверждения можно привести некоторые данные из описания вохминской свиты, вскрытой скв. 1 Овечкино в Ивановской области [5]. Свита имеет здесь полициклическое строение. Из семи ритмо-пачек верхние шесть содержат остракод из комплекса зоны **Darwinula mera – Gerdalia variabilis** вохминского горизонта**.** В соответствии с описанием, **"**Нижняя часть свиты охарактеризована специфическим комплексом остракод, в котором присутствуют виды, типичные для ершовской свиты Прикаспия – *Darwinula lacrima* Starozhilova*, D. activa* Starozhilova*, D. perelubica* Starozhilova, *Suchonella compacta* Starozhilova, *S. rykovi* Starozhilova. Вместе с ними наряду с типично триасовыми видами, характерными для комплекса **Darwinula mera – Gerdalia variabilis,** отмечены такие верхнепермские формы как *Wjatkellina ignatievi* (Zekina et Janovskaja) и *Suchonellina ex gr. trapezoida* (Sharapova). Этот комплекс может быть сопоставлен с ассоциацией остракод из нижней (асташихинской) пачки вохминской свиты бассейна р. Ветлуги**"** (С. 127). Однако, учитывая то обстоятельство, что виды *lacrima, activa, perelubica, compacta* сейчас относятся к роду *Suchonellina,* позднепермский, точнее вязниковский возраст этой ассоциации достаточно очевиден.

Заслуживают серьезного внимания данные о присутствии в составе вязниковского комплекса сибирских видов, которые не только усиливают его особые черты, но и свидетельствуют о перспективе прямой межрегиональной корреляции синхронных образований.

В заключение следует отметить, что для выделения и прослеживания в разрезах вязниковского горизонта вырисовываются все более четкие критерии, в том числе по остракодам, поскольку помимо известных видов, которые рассматриваются в качестве характерных для этого стратиграфического интервала (*Suchonellina perelubica, S. compacta,* S. *dubia, S. verbitskajae, Suchonella rykovi, S. posttypica, S. circulata* и др.), выявлен ряд новых видов, которые придают вязниковскому комплексу еще большее своеобразие. Кроме того целесообразно дополнить остракодовую биостратиграфическую шкалу верхней перми новой зоной – **Suchonellina perelubica -**

Suchonella rykovi - S. posttypica. Разрезы в стратотипической местности – районе Жукова оврага обеспечивают доступность изучения ее нижней и верхней границ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Липатова В.В., Старожилова Н.Н.* (1968). Стратиграфия и остракоды триасовых отложений Саратовского Заволжья. Саратов:, Издательство Саратовского гос. ун-та. 191 с.

2. *Лозовский В.Р., Кухтинов Д.А.* (2007). Вязниковский ярус – самое молодое подразделение верхней перми Европейской России // Бюлл. МОИП, отд. геол. Т. 82. Вып. 6. С. 17-26.

3. *Миних А.В., Голубев В.К., Кухтинов Д.А.* и др. (2011). К характеристике опорного разреза пограничных отложений перми и триаса в овраге Жуков (Владимирская обл., бассейн р. Клязьма) // в: Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы. Сборник материалов Международной научной конференции, посвященной 170-летию со дня открытия пермской системы (5-9 сентября, 2011 г. г. Пермь). Пермь: Издательство Пермского гос. ун-та. С. 133-138.

4. *Мишина Е.М.* (1973). Позднепермские остракоды Московской синеклизы // Палеонт. журн. № 1. С. 48-55.

5. *Олферьев А.Г., Миледин А.К., Алексеев А.С.* и др. (2001). Новые данные о пермских и триасовых отложениях Ивановской области // Бюлл. РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 32. С. 114-130.

6. *Твердохлебов В.П., Твердохлебова Г.И., Молостовская И.И.* (2010). Особенности геодинамики вязниковского этапа развития Южного Приуралья // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии (Материалы V Международной конференции (22-23 ноября 2010 г., ПИН РАН, г. Москва). М.: Палеонт. ин-т РАН. С. 116-117.

7. *Kukhtinov D.A., Lozovskyi V.R., Afonin S.A. et al.* (2008). Non-marine ostracods of the Permian-Triassic transition from sections of the East European platform // Boll. Soc. Geol. It. (*Ital. J. Geosci.*). Vol. 127. No. 3. P. 717-726.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ОСТРАКОДЫ ИЗ ЛАГУННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА СЕВЕРНЫЙ НУРАТАУ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Михайлова Е.Д.
Санкт-Петербургский государственный горный университет (СПГГУ), Санкт Петербург, e-mail edmich@spmi.ru

THE UPPER SILURIAN OSTRACODS OF THE LOGOONE DEPOSITS FROM NORTH NURATAU RIDGE (SOUTHERN TIAN-SHAN)

Mikhailova E.D.
Sankt-Petersburg State Mining University, Sankt Petersburg, e-mail edmich@spmi.ru

Остракоды из лагунных верхнесилурийских отложений хр. Северный Нуратау известны из аккаякской свиты, развитой на северном склоне этого хребта (Туркестано-Алайская структурно-формационная зона). Толщи свиты образуют один из покровов Михин-Даристанской синформы (синклиноида) [1]. Тектоническая пластина с ритмично построенными лагунными и шельфовыми осадками хорошо сохранилась и содержит последовательность карбонатных пород от верхнего силура до среднего девона. Верхнесилурийские отложения объединены в аккаякскую свиту, стратотип которой расположен на южном склоне горы Аккая. Свита входит в состав тамчинского и рабкашского региогоризонтов верхнего силура Туркестано-Алайской структурно-формационной зоны.

Разрезы Михин-Даристанской синформы изучались геологами Узбекистана в течение многих лет. Наибольший вклад в литолого-биостратиграфические исследования этого района внесли работы Ларина Н.М., Кима А.И., Абдуазимовой З.М., Пивня С.К., Ким И.А. и др. Изучение остракодовых сообществ было сделано автором во время полевых работ в составе группы, проводившей биостратиграфические и литологические исследования во главе с Пивнем С.К. и Ким И.А. [3].

Нижнюю часть аккаякской свиты слагают осадки глубокой лагуны, среднюю – изолированной лагуны, а верхнюю – осадки средней зоны шельфа. Ее породы образуют три самостоятельных макролитотипа, что легло в основу разделения свиты на 3 подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя и средняя подсвиты отнесены к лудлову, верхняя – к пржидолу.

Нижняя подсвита сложена массивными биоспаритовыми известняками с прослоями волнисторасслоенных пелмикритовых известняков с градационным распределением биокластов. Остракоды найдены на 23 уровнях. Породы подсвиты сформировались в конусе выноса на глубинах 100-200м, в условиях нарушенного водообмена с открытой морской средой; в бассейне периодически возникали штормовые явления, формирующие градационное распределение биокластов. Захоронения остракод встречены (рис.) только в тех частях ритмов, осадки которых сформировались в активной гидродинамической среде – волнисторасслоенных детритовых известняках пачек «а» и «в». Породы этих пачек содержат субавтохтонные и аллохтонные захоронения многочисленных брахиопод и немногочисленные аллохтонные захоронения трилобитов, наутилоидей, ругоз, конодонтов, а также обильные захоронения остракод. Последние в каждом третьем случае являются доминантами среди других организмов. Большинство захоронений остракод в пачках «в» являются субавтохтонными, относятся к линзовидному или пластовому типу; раковины остракод расположены беспорядочно и составляют до 25% объема породы. В пачках «а» захоронения остракод аллохтонные, рассеянного типа или ориентированные по плоскостям напластования (остракодовые намывы) [4].

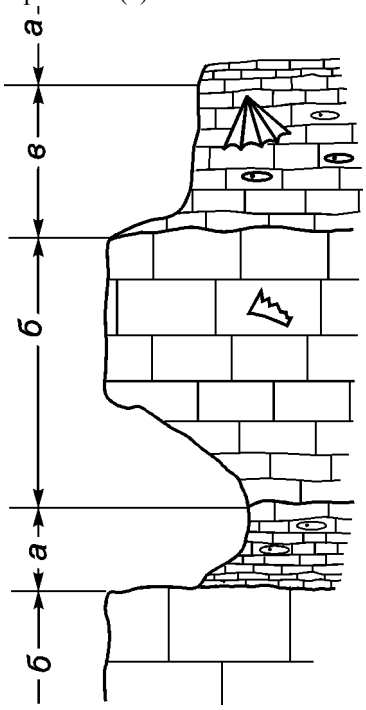
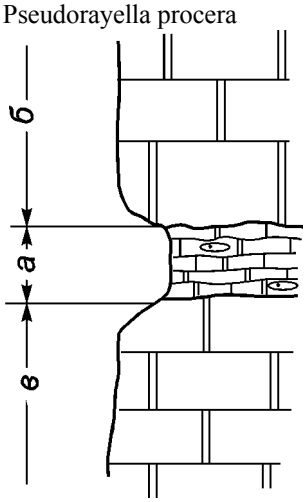
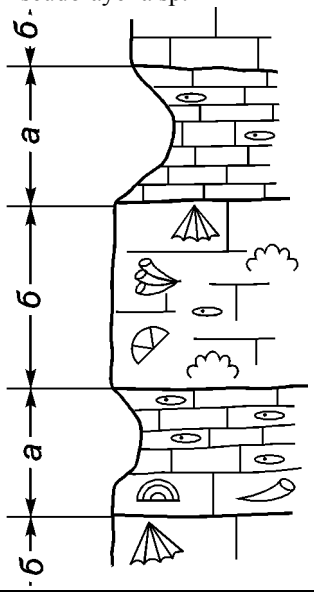
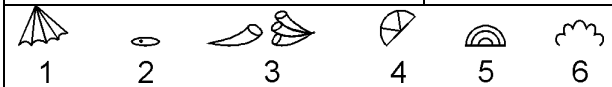
Нижняя подсвита (конус выноса на глубоководном шельфе с нарушенным водообменом	Средняя подсвита (средний шельф, измененная соленость)	Верхняя подсвита (открытый склон карбонатной платформы, средний шельф, нормальная соленость
Субавтохтон: *бентос:* Longiscula meriskorica, Longiscula smithii, Silenis irinae, Microcheilinella moderata, Condracypris(?) imbigius, *Нектобентос:* Acanthoscapha sp. Rozhdestvenskajites sp. **Аллохтон:** *бентос:* Spinibeyrichia cf. prima, Nezamyslia sp. *Нектобентос:* Aparchites(?) foveatus	**Субавтохтон**: *бентос:* Bairdiocypris ovatus **Аллохтон**: *бентос:* Longiscula meriskorica, Microcheilinella moderata, Silenis akkaensis, Bairdiocypris aff. aktauensis, Thlipsura (?) dubua, Spinibeyrichia cf. prima *Нектобентос:* Aparchites(?) foveatus, Pseudorayella procera	**Субавтохтон:** *бентос:* Turiella spinosa, Saumella nitida, Saumella fastiata, Bairdiocypris simplex, Bairdiocyris ovatus, Cavellina(?) idonea, *Нектобентос:* Acanthoscapha alata **Аллохтон**: *бентос:* Saumella nitida, Silenis aff. irinae, Cavellina(?) idonea Bairdiocypris ovatus, *Нектобентос:* Acanthoscapha sp., Pseudorayella sp.
		
 1 2 3 4 5 6		

Рис. Остракодовые ориктоценозы в фациальных комплексах аккаякской свиты. Условные обозначения: 1 – брахиоподы, 2 – остракоды, 3 – ругозы, 4 – табуляты, 5 – строматопораты, 6 – водоросли.

Остракодовые ориктоценозы нижней подсвиты состоят из 8 – 15 видов и представлены обычно бентосными формами подокопаморф, связанными с карбонатным субстратом. Нектобентосные формы составляют около 3% общего числа экземпляров захоронения. Отмечены немногочисленные потертые створки палеокопаморф, принесенные из удаленных биотопов. По сохранности и особенностям захоронения раковин остракод в изученных ориктоценозах выделены субавтохтонная и аллохтонная части.

Средняя подсвита сложена массивными, реже расслоенными, доломитами с редкими линзовидными прослоями доломитовых известняков. Для нее характерны

светлая окраска и бедность органическими остатками. Встречены плохо сохранившиеся табуляты, редкие однообразные брахиоподы, немногочисленные конодонты. Остракоды найдены на четырех уровнях. Породы сформировались в средней зоне закрытого бассейна (лагуны) с глубинами до 100 м, изолированного от нормально-морской среды в условиях ненормальной солености и спокойной гидродинамики, когда преобладало доломитовое осадконакопление. В этот бассейн эпизодически проникали воды нормальной солености, приносившие карбонатный детрит и остракоды. В эти периоды формировались породы пачки «а» – тонкослоистые детритовые известняки. Захоронения остракод присутствуют только в этих пачках. Остракоды являются доминантами во всех захоронениях. Тип захоронений аллохтонный, формы захоронений – рассеянные, линзовидные и остракодовые намывы. Значительную часть ориктоценозов составляет детрит раковин остракод, а целые раковины и створки составляют только их треть. В автохтонную часть ориктоценозов входит только один вид.

Систематический состав остракод нижней и средней подсвит сходен и образует единый комплекс. В него входят 40 видов. Подавляющее большинство видов (87,5%) относятся к подокопаморфам; из них подокопиды составляют 52,5%, а метокопиды – 35%. Представители других надотрядов малочисленны: палеокопаморфы – 10% общего числа видов, а платикопаморфы – 2,5%. В составе комплекса наиболее распространены лонгискулиды, представленные 4-мя видами рода *Longiscula*, 3-мя видами рода *Silenis* и одним видом рода *Pullvillites*. Многочисленны также бердии (7 видов), псевдорайеллы (3 вида) и саумеллы (3 вида). Наиболее распространенными видами комплекса являются *Silenis irinae* Michailova (in lit), *S. akkaensis* Michailova (in lit.), *S.* sp., *Longiscula demissis* Zenkova, 1977, *L.* aff. *meriskorica* Michailova, 1986, *L.* aff. *sithii* (Jones, 1887), *Pullvillites porosus* Michailiva, 1986, *Bairdia* sp., *Pseudorayella procera* Michailova (in lit.), *P. fragilis* Michailova, 1972*, P. cuneata* Michailova (in lit.), *Saumella angusta* Zenkova, 1977, *S.* sp., *S. nitida* (Abushik, 1968), *Microcheilinella moderata* Abushik, 1968, *M.* sp., *Rozhdestvenskajites* ex gr. *messleriformis* (Polenova, 1960), *Nezamyslia*(?) sp., *Aparchites*(?) *foveatus* Michailova (in lit.), *Spinibeyrichia* cf. *prima* Zenkova, 1970, *Condracypris*(?) *imbiguus* Michailova (in lit.), *Bairdiocypris* (?) *ovatus* Michailova (in lit.), *B. aktauensis* Michailova, 1978, *Bairdiolites*(?) *piveni* Michailova (in lit.), *Thlipsura*(?) *dubia* Michailova, 1978, *Iatella* sp., *Newsomites* sp., *Tubulibairdia lata, Cavellina*(?) *idonea* Zenkova, 1968, *Acanthoscapha* sp., *Pseudorayella procera Michailova* (in lit.).

В рассматриваемом комплексе преобладают виды с гладкостенными раковинами средних размеров и вздутости. Характерной чертой этого сообщества является присутствие в нем относительно большого количества бердий, лонгискул, силенисов и псевдорайелл. Такое же многообразие этих видов характерно и для глубоководных частей шельфа в других регионах, например в лагунных пржидольских отложений запада Зеравшанского хребта [2] и лудловских отложениях Балтийского палеобассейна [5]. Значительная часть видов лудловского сообщества аккаякской свиты продолжала существовать в этом районе в течении пржидоли и входила в состав остракодового сообщества верхней подсвиты, сформировавшейся в средней зоны шельфа на склоне карбонатной постройки.

Верхняя подсвита сложена органогенными доломитовыми известняками и известняками пелмикритовыми и комковатыми, содержащими прослои и желваки кремней. Породы образовались на мористом склоне карбонатной органогенной постройки, в средней зоне шельфа в условиях нормальной солености при периодических штормовых воздействиях из открытой части морского бассейна. При этом органогенно-обломочный материал постройки сносился на небольшие глубины открытого мелководного шельфа со спокойной гидродинамической обстановкой переходной части сублиторальной и литоральной зон. Микритовые породы

накапливались в перерывах между штормами. Породы содержат субавтохтонные и аллохтонные захоронения многочисленных табулят, ругоз, брахиопод, остракод, реже строматопорат и водорослей. Остракодовые захоронения встречены на 26 уровнях и присутствуют во всех типах литологических пачек (рис.). Доминирование остракод среди других органических остатков приходится на пачку «а». В этом случае захоронение остракод приурочено к микрокомковатым полидетритовым известнякам; типы захоронений – линзовидные, пластовые, рассеянные, значительной частью которых является субавтохтонная составляющая. Захоронения из пачек «в» только аллохтонные. Они присутствуют в градационно-слоистых лито- и биокластических известняках, редко в микрокомковатых известняках. Тип захоронений рассеянный, реже – линзовидный. Комплекс остракод верхней подсвиты аккаякской свиты состоит из 23 видов, из которых большинство принадлежит к подокопаморфам- 88% (метакопиды – 8 видов, подокопиды – 12 видов), палеокопаморфы составляют 8%, а платикопаморфы 4%. Наиболее распространены 13 видов - *Cavellina*(?) *idonea*, *Longiscula* aff. *smithii* (Jones, 1887), *Turiella spinosa* Michailiva, 1986, *Microcheilinella moderata*, *Bairdia*(?) *ettkysensis* Michailiva, 1972, *Bairdia* sp., *Bairdiocypris simplex* Abushik, 1968, *B. ovatus*, *Pseudorayella fragilis*, *Saumella nitida*, *S. fastiata* Michailova (in lit.), *Acanthoscapha alata* Abushik, 1968.

Отличительной чертой данного сообщества является относительно небольшое таксономическое и морфологическое разнообразие, практически отсутствие в его составе палеокопаморф и платикопаморф. Среди подокопаморф преобладают представители родов *Bairdia*, *Bairdiocypris* и семейства Longisculidae.

Выводы. 1) Изолированные участки шельфов с нарушенной соленостью и склоны органогенных карбонатных построек на территории Тяньшанской части Туркестанского палеоокеана в позднем силуре были населены своеобразными многочисленными остракодовыми сообществами, которые по числу экземпляров часто доминировали над другими группами фауны. Сообщества состояли преимущественно из гладких нескульптированных подокопаморф, не обладавших определенной специализацией и умевшими приспосабливаться к разнообразным фациальным условиям. Их существование было связано с мягкими карбонатными илами, обогащенными биокластами, средней зоны шельфа. Нектобентосные формы были немногочисленны. 2) В изолированной лагуне с доломитовым осадконакоплением существовал только один вид остракод, а большая часть захороненных в ней видов была принесена течениями. 3) Типичные для среднего палеозоя палеокопаморфы в этих условиях не поселялись, также как и платикопаморфы, получившие большое развитие во второй половине палеозоя. 4) Часть видов из лудловского лагунного комплекса смогла продолжить существование в пржидольское время в фациях, связанных с органогенными постройками на отрытом шельфе (Аккая, Кызыл-Кумы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Биске Ю.С., Усманов Р.Р.* (1981). Тектонические покровы в седиментационных мульдах Северного Нуратау (Западный Узбекистан) // Вестн. Ленингр. ун-та, №24. Л: ЦРП ЛГУ. С. 5-11.

2. *Михайлова Е.Д.* (1978). Остракоды пограничных отложений силура и девона запада Зеравшанского хребта // Записки ЛГИ. Т. LXXIII. Вып. 2. Л.: РТП ЛГИ. С. 37-48.

3. *Михайлова Е.Д.* (1997). Особенности остракодовых биот позднего силура хр. Сев. Нуратау // в: Проблемы систематики и эволюции органического мира. Тезисы докладов XLIII сессии Палеонтологического общества. СПб: ЦРП СПГУ. С. 44-46.

4. *Михайлова Е.Д.* (2009). Роль тафономических исследований в установлении биотопов и эколого-фациальных сообществ силурийских и нижнедевонских остракод Южного Тянь-Шаня // в: Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. Записки горного института. Т. 183. СПб: РИЦ СПГГИ. С. 32-39.

5. *Пранскявичус А.А.* (1972). Остракоды силура южной Прибалтики // Тр. Литовского науч.-исслед. геолого-разведочного ин-та. Вып. 15. Вильнюс: Издательство МИНТИС. 279 с.

ЗОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОСТРАКОД ЮГА РОССИИ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ ПО ОТНОШЕНИЮ К СОВРЕМЕННЫМ ГРАНИЦАМ ЯРУСОВ ПАЛЕОГЕНА

Николаева И.А.
Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
Санкт-Петербург, e-mail: Irina_Nikolaeva@vsegei.ru

ZONAL OSTRACOD PALEOGENE ASSEMLAGES OF THE SOUTH OF RUSSIA AND THEIR POSITION IN MODERN STAGE BORDERS OF THE PALEOGENE

Nikolaeva I.A.
Federal State Unitary Enterprise, "A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute" (FGUP "VSEGEI"), St. Petersburg, e-mail: Irina_Nikolaeva@vsegei.ru

Сведения об остракодовых зонах и зональных комплексах палеогеновых остракод России изложены ранее в ряде работ [2, 3, 6]. В данном сообщении автор пытается показать положение этих зон и комплексов в современных границах палеогена, установленных в соответствии с GSSP.

Начиная с позднего мела и в ранне - среднепалеогеновую эпохи четко определяются два типа морской фауны остракод: глубоководный и мелководный. В палеогеновых отложениях большей части области Северный Пери-Тетис в основном распространены шельфовые ассоциации остракод. Глубоководные ассоциации известны из палеоцена и эоцена в Западном Туркменистане, а в России ограничены в своем распространении Кавказской областью. В олигоцене глубоководные комплексы известны в Моравии. По своему происхождению остракоды области Северный Пери-Тетис, к которой относится весь палеоген юга России, связаны с остракодами Атлантической и Тетической областей. Основными признаками глубоководных остракод является тонкостенность раковины и отсутствие скульптуры. Обязательными компонентами глубоководной фауны являются эврибионтные представители гладкостенных космополитных групп из родов *Argilloecia, Abyssocypris, Bairdia, Bythocypris*, *Cytherella, Krithe*. Однако облик фауны определяет присутствие представителей Trachyleberidoidea с раковиной сильно укрепленной ретикуляцией нескольких порядков, без глазного устройства, что свойственно обитателям глубин, расположенных ниже световой зоны. Для сравнения комплексов остракод, характеризующих границы в точках глобальных стратотипов, наибольший интерес представляют достаточно хорошо изученные и наиболее полные разрезы палеогена Северного Кавказа.

Граница датского яруса утверждена в 1991 г. со стратотипом в разрезе Эль Кеф, Тунис [11]. По остракодам область Южного Пери-Тетиса принадлежит другой провинции, где преобладают представители средиземноморской и значительной степени африканской фауны. Трудно говорить о сходстве специфической провинциальной фауны, однако за исключением нескольких родов типичных для атлантической и южно средиземноморской фауны, родовой состав космополитных групп достаточно близок; близкими видами являются некоторые *Bairdia, Bythocypis, Krithe, Argilloecia.* Характерно постепенное уменьшение глубины бассейна от маастрихта к данию. В кавказских разрезах это сказалось увеличением таксономического разнообразия значительно более заметным, чем в разрезе Эль-Кеф. В отличие от разреза Эль-Кеф в разрезах по р. Хеу и Кубанском в отложениях датского яруса выделяется несколько зон по остракодам. Нижняя граница зоны *Oertliella alveoloalata* совпадает с нижней границей зоны по планктонным фораминиферам

Morozovella angulata, что соответствует ранее утвержденной границе зеландского яруса.

В настоящее время граница зеландского яруса проводится в вершине нижней трети магнитозоны 26r. Биостратиграфическим маркером, в соответствии с утвержденным решением Международной рабочей группы по палеоцену, является уровень первого появления вида наннопланктона *Fasciculithus tympaniformis* Hay et Mohler, вида индекса зоны, а граница танетского яруса маркируется подошвой зоны NP6-*Heliolithus kleinpellii*. Стратотипы границ зеландского и танетского ярусов находится в Северной Испании, разрез Зумайя. [8]. Таким образом, если ориентироваться на зоны по наннопланктону, то новая граница является верхним пределом распространения вида *Bythocypris bella* Nikol. и близкой к исчезновению *Phacorhabdotus squamosus* Nikol. в том и другом разрезах и уровнем первого появления *Cytheropteron trinidadensis* van den Bold в разрезе по р. Хеу. В пограничных отложениях зеландского/танетского и танетского/ипрского ярусов в кавказских разрезах остракоды отсутствуют. Об остракодах танета в стратотипической области в настоящее время нет данных.

Стратотип границы ипрского яруса находится в разрезе Дабабайя (Луксор, Египет) [12]. Главным коррелятивным уровнем является основание отрицательного изотопно-углеродного сдвига, совпадающего с температурным максимумом (PETM). Он отмечен кратковременным появлением наннопланктонного вида *Discoaster anartios* Bybell et Self-Trail ближе всего к границе нижней подзоны зоны NP9 *Discoaster multiradiatus*. Непосредственно об остракодах стратотипа границы данные не приводятся. Возможно, ввиду недостатка кислорода, непоредственно на границе остракоды отсутствуют, также как и в других разрезах Восточной пустыни Египта [7]. По данным Морси и Спейера после PETM разнообразие возрастает снова. Появляются новые и восстанавливаются обитавшие ранее представители южно-тетической фауны остракод. Сходная картина в развитии фауны наблюдается в разрезе по р. Хеу, где горизонт, соответствующий PETM очень хорошо прослеживается [1, 4]. Первые остракоды появляются в зоне NP 10 *Tribrachiathus contortus*. Помимо восстановивших свое существование после палеоцена – *Golcocythere posteggeri* Nikol., *Paleoabyssocythere clivosa* (Nikol.), *Cytherella retrorsa* Mandelst., впервые появляются *Agrenocythere antiquata* Benson и *Trachyleberidea prestwichiana* Jones et Sherborn, виды широко распространнные в раннем эоцене Атлантической области, а также *Bairdia congruenta* Urv., известный из ипра Крыма

Достаточно хорошо изучены остракоды основания лютетского яруса на побережье Бискайского залива в разрезе Garrondatxe Гарондатакс, который был представлен в 2009 г. как возможный вариант GSSP. Имеются публикации по остракодам [10], а также материалы по полевой экскурсии 2009 г. Таким образом, появилась возможность сравнить комплексы остракод этого разреза, характеризующие атлантическую глубоководную фауну остракод, с остракодами Северного Кавказа. В интервале нижний-средний эоцен в разрезе Гарондатакс автохтонные остаркоды представлены глубоководным типом: преобладают гладкие раковины с доминантами *Krithe, Argilloecia, Cytherella, Krithe, Parakrithe* представителями Sigillidae. Для этого абиссального комплекса характерна низкая численностью экземпляров сопровождаемая низким таксономическим разнообразием. Из скульптированных форм присутствуют батиальные *Agrenocythere, Paragrenocythere, Paleoabyssocythere, Dutoitella* (=*Dorcythereis*?), Имеются также переотложенные элементы шельфа - *Schizocythre* sp., *Xestoleberis* spp., *Quaracythere* spp. В родовом отношении сходство автохтонных форм с кавказской фауной очень заметно, возможно и присутствие близких видов.

В олигоцене с возникновением бассейна Восточный Паратетис в структуре остракодовой биоты происходят значительные изменения. Таксономически разнообразные ассоциации морских остракод позднего эоцена, дифференцированные по глубинам, сменяются в начале рюпельского времени в пределах мелководной части бассейна Восточный Паратетис от Причерноморской впадины до Арало-Тургайской области относительно однородной полигалинной фауной остракод.

Стратотип границы олигоценового отдела и рюпельского яруса утвержден в разрезе Массиньяно, в области Анкона, Италия [9]. Основным биотическим событием является вымирание семейства планктонных фораминифер Hantkeninidae. В разрезе по р. Хеу верхний предел распространения рода *Hantkeninia* является верхним пределом распространения остракодовой зоны *Trachyleberidea posteroacuta*. А в кубанском разрезе верхи приабонского яруса определяются при помощи корреляции зон планктонных фораминифер из эгого разреза и палеогена Армении. По остракодам они также совпадают с верхним пределом распространения зоны *Trachyleberidea posteroacuta.* На территории России граница приабонского и рюпельского ярусов (граница эоцена и олигоцена) повсеместно отмечена изменением преимущественно карбонатного осадконакопления на некарбонатное, существенным обеднением и изменением таксономического состава планктонных фораминифер, изменением состава бентосных фораминифер и остаркод. На юге Росси граница олигоцена проводится по основанию зоны *Lenticulina herrmanni*. Граница хаттского яруса условно принимается по основанию зоны *Spiroplectammina terekensis* [3]. Остракоды олигоцена Восточного Паратетиса достаточно близки к западноевропейской олигогалинной шельфовой фауне. Зоны прослеживаемые на юге Росси приведены в работе И.А. Николаевой [5] и отражены в таблице 1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гаврилов Ю.О.*, *Щербинина Е.А*. (2004). Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Тр. ГИН. РАН. Вып. 565. С. 493-531.

2. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР (справочное пособие). (1991). // Ред. *Т.Н.Корень*. М.: Наука. 169 с.

3. Зональная стратиграфия фанерозоя России (2006). // Науч. ред. *Т.Н.Корень*. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 256 с.

4. *Музылев Н.Г.*, *Беньямовский В.Н*. и др. (1996). Палеонтологическая и геохимическая характеристика верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Тр. ГИН РАН. Вып. 501. С. 117-127.

5. *Николаева И.А*. (2002). Позднепалеогеновые остракоды юга России и сопредельных областей // Труды НИИ Геологии СГУ. Новая серия. Том XI. С. 83-92.

6. Практическое руководство по микрофауне СССР (1989). Т. 3. Остракоды кайнозоя. Л: Недра. 235 с.

7. *Morsi A.-M*., *Speijer R.P.* (2003). High resolution ostracode records of the Paleocene/Eocene Transition in the South Eastern Desert of Egypt – Taxonomy, Biostratigraphy, Palaeoecology and Paleobiogeography // Senckenderg. Lethaea. Bd. 83, № 1-2. S. 61-93.

8. *Orue-Etxebarria X., Alegret L. et al*. (2007). The Zumaia section: a robust candidate for the placement of Danian/Selandian and Selandian/Thanetian boundaries // Inernational Workshop of the Paleocene Working Group/ Abstracts Volume. Zumaia, Basque Country. P. 33-35.

9. *Premorli Silva, I, Jenkins D.G*. (1993). Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype // Episodes. V. 16. No. 3. P. 379-382.

10. *J. Rodriguez-Lazaro, E. Gasria-Zarraga.* (1993). Paleogene deep-marine ostracodes from the Basque Basin. In: *Keen, M.C*. ed. Proceedings of the 2nd European Ostracodologist Meeting at Glasgow. Brit. Micropaleont. Soc. P. 79-85.

11. *Marie-Pierre Aubry et al.* (2006). The Global Boudary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene ”Tertiary” Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision // Episodes. V. 29. No. 1. P. 263-273.

12. *Eustoquio Molina et al.* (2007). The Global Standart Stratotype–section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababaia section (Egypt) // Episodes. V. 30. No. 4. P. 271-286.

ОСШ		Биостратиграфический зональный стандарт	Зоны по остракодам в глубоководных фациях (Гл) в мелководных фациях (М)	Распространение остракодовых зон в пределах ВЕП и Предкавказья		
Система	Отдел	Зоны по наннопланктону (Martini, 1971)		Низовье Дона	Сев. Кавказ и Предкавказье	Нижнее Поволжье
Палеогеновая	Олигоцен	*Sphenolithus ciperoensis* NP 25	*Leguminocythereis scrofulosa*			
		Sphenolithus distentus NP 24	*Paracyprideis rarefistulosa*			
		Sphenolithus predistentus NP 23	*Paracyprideis punctata*			
		Helicosphaera reticulata NP 22	*Disopontocypris oligocaenia*			
		Coccolithus subdistichus NP 21	*Cuneocythere marginata*			
	Эоцен	*Sphenolithus pseudoradians* NP 20	**М** *Cushmanidea barbarica*			
		Isthmolithus recurvus NP 19	*Acanthocythereis spinosa Hazelina nedlitzensis*			
		Chiasmolithus oamaruensis NP 18	**Гл** *Trachyleberidea posteroacuta*			
			Cytherella compressa			

Подотдел	Ярус
Верхний	Хаттский
Нижний	Рюпельский
Верхний	Приабонский

Таблица 1 Распространение остракодовых зон в глубоководных и мелководных осадках верхнего эоцена - олигоцена

КОМПЛЕКСЫ ОСТРАКОД БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

Савельева Ю.Н.
ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, e-mail: julia-savelieva7@mail.ru

BERRIASIAN OSTRACODE ASSEMBLAGES OF THE MOUNTAINOUS CRIMEA

Savelieva J.N.
FGU NPP "Geologorazvedka", Saint – Petersburg, e-mail: julia-savelieva7@mail.ru

Большинство опубликованных работ по берриасским остракодам Крыма посвящено монографическому описанию видов и рассмотрению их стратиграфического значения. В результате работ, проведенных в Горном Крыму в последнее десятилетие, удалось установить характерные комплексы остракод и выделить слои с остракодами [1-4]. Кроме того, был проведен палеоэкологический анализ комплексов остракод из пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма [2].

Автором изучено распространение остракод в разрезах берриаса Юго–Западного (р. Бельбек, Кабаний Лог), Центрального (овраг Енисарай, р. Сару-Су, р. Бурульча, у сел Балки, Новокленово, Межгорье) и Восточного Крыма (Двуякорная бухта, мыс Св. Ильи, Заводская балка). Остракоды встречены практически во всех образцах и принадлежат 22 семействам четырех отрядов: Cladocopida Sars, Platycopida Sars, Metacopida Sylvester – Bradley и Podocopida Sars. Основу остракодовых комплексов составляют гладкостенные эврибатные формы морских бассейнов нормальной солености: *Cytherella, Bairdia, Paracypris, Pontocyprella,* но в разных районах меняются доминанты. Так, в разрезе Юго-Западного Крыма доминируют представители рода *Cytherella;*в разрезах Центрального Крыма – *Cytherella, Paracypris, Pontocyprella;* в разрезах Восточного Крыма - *Cytherella, Bairdia, Paracypris.* Много представителей мелководного тропического (субтропического) рода *Cytherelloidea,* особенно в верхней части берриаса Центрального Крыма. Среди скульптированных форм в разрезах Юго-Западного Крыма и Центрального Крыма преобладают представители семейства Protocytheridae (рода *Protocythere, Costacythere, Hechticythere, Reticythere*), в разрезах Восточного Крыма доминируют виды семейств Cytheruridae (род *Eucytherura*) и Pleurocytheridae (род *Acrocythere*) (Рис.1).

Наиболее разнообразный комплекс остракод встречен в глинистых отложениях нижнеберриасской зоны jacobi Восточного Крыма (разрез мыс Св. Ильи), всего 92 вида принадлежащих 61 роду (b_1). Многие виды, захоронены *in situ,* на что указывают хорошая сохранность и наличие личинок. Они представлены многочисленными *Bairdia*, в меньшем количестве эуцитеридами, акроцитеридами, цитереллидами и немногими макроципридами. Остальные виды, включая представителей рода-индикатора мелководья *Cytherelloidea*, несут отчетливые следы переноса. Это свидетельствует, что осадки накапливались, вероятнее всего, в условиях наиболее высокой части материкового склона (батиальной зоне, более 200 м) [2]. В глинистых отложениях верхнеберриасской зоны boissieri Восточного Крыма (разрез Заводская балка) встречен комплекс с доминирующими представителями родов *Robsoniella, Bairdia* и *Eucytherura* (b_3). В меньшем количестве здесь присутствуют парациприды, макроциприды и ксестолеберидиды. Последние обитают, в основном, на глубинах 10 - 100 м [6]. Из скульптированных форм разнообразны эуцитериды, характерные для мелководных фаций. Всего установлен 41 вид, принадлежащий 24 родам. Сохранность остракод хорошая, отсутствует размерная дифференциация и совместно встречаются взрослые особи и личинки. Все это говорит об автохтонном захоронении и низкой придонной

гидродинамике. Этот комплекс населял, вероятнее всего, удаленные от берега тиховодные участки сублиторали (50 – 100 м).

Комплексы остракод встреченные в разрезах Юго–Западного и Центрального Крыма близки между собой. Сохранность раковин хорошая. Многочисленны цитеруриды и массивные, скульптированные протоцитериды и трахилеберидиды, характерные для мелководья. Остракоды существовали в условиях теплого бассейна, в сублиторальной зоне. В глинистых отложениях среднеберриасской зоны occitanica Центрального Крыма (b_2) обнаружен комплекс с *Paracypris – Eucytherura - Cytherella*, с многочисленными *Costacythere, Pontocyprella, Cytherelloidea, Cythereis.* Всего здесь определено 37 видов, принадлежащих 20 родам. Доминантами выступают виды, главным образом, глубоководного рода *Paracypris*, но, поскольку, субдоминантами являются мелководные представители родов *Eucytherura, Cytherelloidea*, *Costacythere, Cythereis*, то комплекс, скорее всего, был относительно мелководным и занимал внешнюю часть сублиторали (> 100 м). В глинистых отложениях верхнеберриасской зоны boissieri Центрального Крыма ($b_{3,}$) выделен комплекс с *Cytherella - Reticythere – Cytherelloidea* с многочисленными и разнообразными *Costacythere, Paracypris, Cythereis.* Встречены и представители рода *Bythoceratina*, которые в современных морях имеют наибольшее видовое разнообразие на мелководье тропических морей и чаще всего обитают на поверхности рыхлых илистых и песчаных грунтов [5]. Всего в комплексе определен 71 вид, принадлежащий 28 родам. У многих видов наряду с взрослыми особями встречены и личинки разных возрастных стадий, что свидетельствует об автохтонности захоронения и низкой придонной гидродинамике. Это наиболее представительный, таксономически разнообразный и многочисленный комплекс, характеризующий максимально благоприятные условия обитания и захоронения, видимо, среднюю часть сублиторали (50 – 100 м). В известковистых песчаниках среднеберриасской зоны occitanica Юго–Западного Крыма встречен комплекс с *Hechticythere – Cytherella - Costacythere* с многочисленными *Reticythere, Neocythere* (b_2). Всего в комплексе установлено 38 видов принадлежащих 19 родам. Характерны массивные раковины протоцитерид, многочисленные и разнообразные прогоноцитериды. Отсутствуют глубоководные представители, а мелководные *Cytherelloidea* и *Eucytherura* единичны. Раковины личинок малочисленны. По-видимому, комплекс характеризует самые мелководные участки сублиторали, с активным гидродинамическим режимом, соответствующие ее внутренней части (< 50 м). Выше по разрезу наблюдается обеднение таксономического состава, снижение разнообразия и численности остракод. В известковистых песчаниках верхнеберриасской зоны boissieri Юго–Западного Крыма можно выделить комплекс с *Cytherella – Reticythere - Hechticythere* ($b_{3,}$). В комплексе встречено всего 15 видов 10 родов. Доминируют гладкостенные эврибионтные *Cytherella.* Кроме того, встречены представители родов *Reticythere, Hechticythere, Neocythere*. Появились единичные эврибатные *Bairdia* и глубоководные *Paracypris*. Условия для жизни остракод стали менее благоприятными, что связано, вероятно, с увеличением глубины бассейна и, возможно, с небольшим похолоданием придонных вод.

В результате проведенного автором анализа в берриасе Горного Крыма выделены комплексы остракод, характеризующие различные батиметрические зоны морского бассейна (Рис.2). Наиболее глубоководный комплекс (верхняя часть батиали) установлен в отложениях зоны jacobi в Восточном Крыму. Комплексы остракод среднего и верхнего берриаса (зоны occitanica – boissieri) Центрального и Юго-Западного Крыма характеризуют различные участки сублиторали. Самые мелководные условия (внутренняя часть сублиторали, глубины менее 50 м) существовали в Юго-Западном Крыму в среднеберриасское время, что подтверждается анализом других

групп фауны. Изменения комплексов остракод фиксируют не только колебания глубины, но и небольшие похолодания придонных вод.

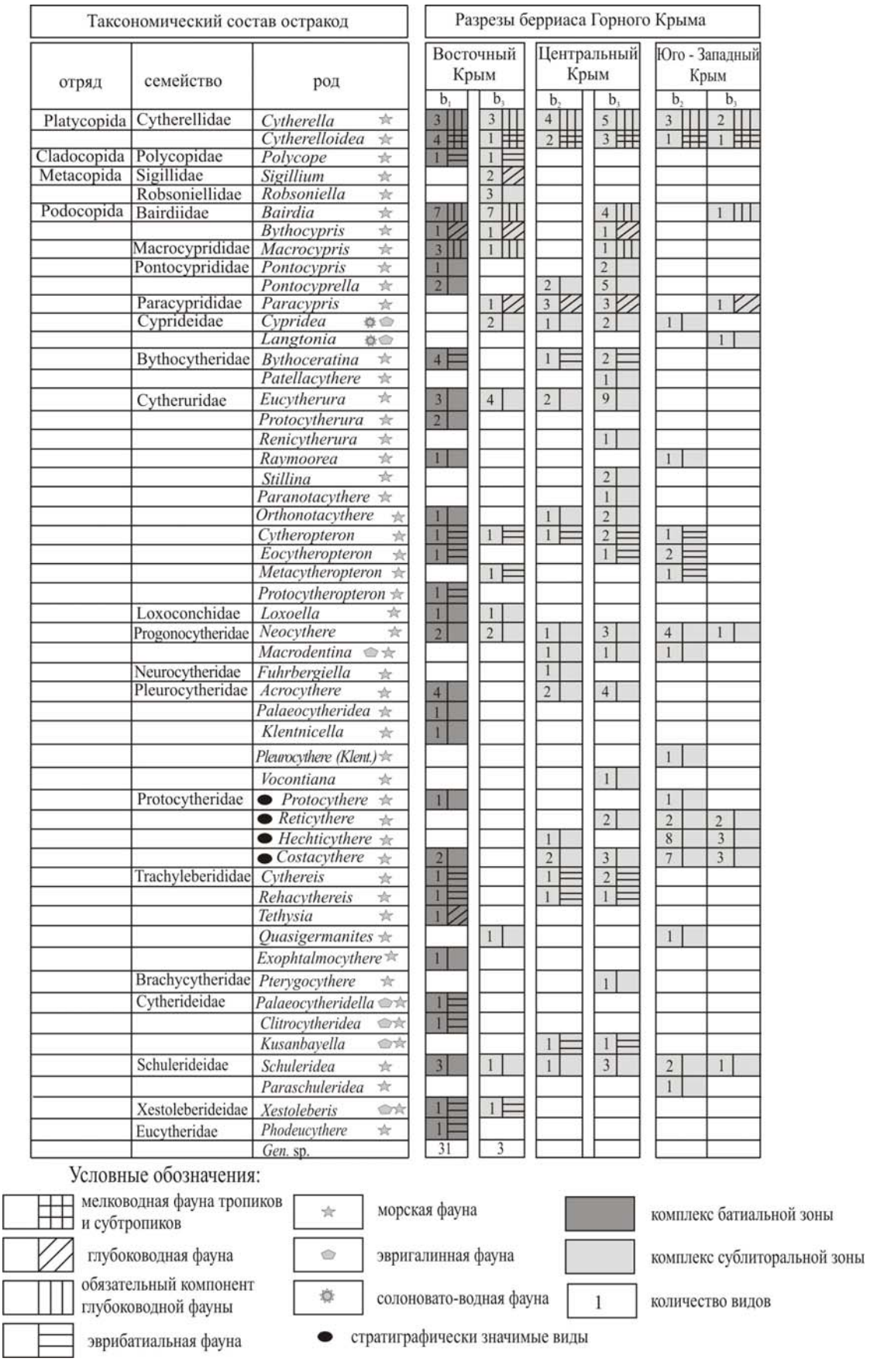


Рис.1. Основные рода остракод из берриаса Горного Крыма и их отношение к глубине и солености.

Век		Биономические зоны					
		Батиаль	Сублитораль				
			внешняя	средняя			внутренняя
берриас	поздний			Robsoniella - Bairdia- Eucytherura	Cytherella - Reticythere- Cytherelloidea	Cytherella- Reticythere- Hechticythere	
	средний		Paracypris - Eucytherura - Cytherella				Hechticythere - Cytherella - Costacythere
	ранний	Bairdia					

Рис.2. Модель распределения комплексов остракод в берриасском палеобассейне Горного Крыма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М.* (2006). Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Том 14, № 3. С. 84-112.

2. *Тесакова Е.М., Савельева Ю.Н.* (2005). Остракоды пограничных слоев юры и мела Восточного Крыма: стратиграфия и палеоэкология // в: Алексеев А.С., Михайлова И.А. (ред.). Палеобиология и детальная стратиграфия фанерозоя. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: Российская академия естественных наук. С. 135-155.

3. *Федорова А.А., Савельева Ю.Н.* (2010). Фораминиферы и остракоды из берриасских отложений Центрального Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Пятого Всероссийского совещания 23-28 августа 2010 г. Под ред. Е.Ю. Барабошкина и И.В. Благовещенского. Ульяновск, Издательство Ульяновского Государственного университета. С. 331-334.

4. *Федорова А.А., Савельева Ю.Н, Шурекова О.В.* (2011). Биостратиграфическая характеристика (фораминиферы, остракоды, палиноморфы) берриасских отложений Центрального Крыма // в: Богданова Т.Н. (отв.ред). Темпы эволюции органического мира и биостратиграфия // Тез. докл. LVII сессии Палеонтол. об-ва. СПб. С. 129-131.

5. *Шорников Е.И.* (1981). Остракоды Bythocytheridae дальневосточных морей. М.: Наука. 200 с.

6. *Morkhoven F.P.C.M.* (1963). Generic Descriptions // Post - Paleozoic Ostracoda. V. II. “Elsevier Publishing Company”, Amsterdam – London –New-York. 478 p.

ОБ ОСТРАКОДАХ РОДА *PALAEOCYTHERIDEA* MANDELSTAM, 1947

Тесакова Е.М.
Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: ostracon@rambler.ru

ON THE GENUS *PALAEOCYTHERIDEA* MANDELSTAM, 1947

Tesakova E.M.
Lomonosov Moscow State University, Moscow, e-mail: ostracon@rambler.ru

Род *Palaeocytheridea* с типовым видом *P. bakirovi* был описан М.И. Мандельштамом в 1947 г. из верхнего байоса (свита k) Мангышлака [6, с. 243]. В том же году вышел «Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР…», где вторично было помещено первоописание этого рода, более краткое и без указания типового вида [11, с. 212]. В третий раз род *Palaeocytheridea* подробно описала в своей монографии П.С. Любимова [2, с. 35], но типом рода указала *Eucythere denticulata* Sharapova, 1937 (ныне относящийся к роду *Galliaecytheridea* Oertli, 1957). С этого момента в понимании объема палеоцитеридей началась путаница, в результате которой к этому роду отнесено огромное число видов, на самом деле принадлежащих разным семействам. По-видимому, одной из причин, по которым Любимова заменила типовой вид – неточное описание замка *Palaeocytheridea*, сделанное Мандельштамом и не отвечающее таковому у *P. bakirovi*, зато вполне подходящее к роду *Galliaecytheridea.* Описывая род, Мандельштам считал, что срединный элемент замка палеоцитеридей – гладкий [6; 11], в то время, как на самом деле он насечен на продолговатые секции (Табл. 1, фиг. 12). Искаженное понимание рода *Palaeocytheridea* отражено в отечественных «Основах палеонтологии…» [1, стр. 375], но в “Treatise on Invertebrate …” приоритет типового вида признается за *P. bakirovi* [12, p. 353], хотя неточное описание замка повторяется.

Отныне в отечественной литературе под родовым названием *Palaeocytheridea* фигурируют разнообразные: *Galliaecytheridea*, *Acantocythere*, *Fuhrbergiella*, *Macrodentina*, *Glyptocythere*, *Plumhoffia*, *Acrocythere*?, *Procytherura*, *Eucytherura*?, *Mandelstamia*?, *Procytheridea*, *Aequacytheridea* и др. [1; 2; 3; 4; 5; 9; 10; 23]. В то время как единственного представителя *Palaeocytheridea – P. pavlovi* из нижнего келловея Самарской Луки Любимова отнесла к роду *Protocythere* [2, с. 70] (Табл. 1, фиг. 4, 5).

Впервые точное описание замка палеоцитеридей появилось в статье М.Н. Пермяковой в 1974 г. [8, с. 73], хотя позднее, наряду с истинными *Palaeocytheridea*, она продолжала относить к этому таксону представителей других родов [9]. Описывая этот род, Пермякова переописала и тип рода *P. bakirovi*, сделав это весьма подробно и изобразив оригинал из байоса Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) (Табл. 1, фиг. 1). Кроме того, в байосе и бате Украины она выделила новые виды: *P. laevis*, *P. subtilis*, *P. priva* и *P. rara* [8] (Табл. 1, фиг. 6, 9, 10, 11, 17, 18).

Менее подробное и менее точное описание рода, без детального рассмотрения замка, приведено в «Практическом руководстве…» [7, с. 66]; и изображен «голотип» [7, табл. 33, фиг. 3]. На самом деле истинный голотип – ВНИГРИ № 82-1, правая створка самца из средней юры (свита k); Мангышлак, Каратаучик, Кызыл-Каспакская гряда [6, табл. 1, фиг. 4] утрачен еще при жизни М.И. Мандельштама (устное сообщение Х. Мальца со слов самого Мандельштама). Под означенным номером в коллекции ВНИГРИ находится правая створка экземпляра иного вида, по скульптуре идентичная *P. parabakirovi* Malz, 1962, но отличающаяся от голотипа параллельными спинным и брюшным краями и коробчатым контуром заднего конца. Возможно, отличие связано с половым диморфизмом, и это створка самца. Его происхождение неизвестно. Он не отвечает ни изображению голотипа из статьи Мандельштама (1947), ни его описанию.

Но, поскольку, идентичные первоначальному голотипу *bakirovi* формы найдены М.Н. Пермяковой в верхнем байосе ДДВ, считаем разумным не отменять вид *bakirovi* (ввиду отсутствия подлинного голотипа), а предложить для него неотип, указанный как оригинал №16-103 в статье Пермяковой [8].

Первый, описанный в иностранной литературе представитель палеоцитеридей *P. carinilia* (Sylvester-Bradley, 1948) (Табл. 1, фиг. 2, 3) из бата Англии, Франции и Южной Германии [13; 14; 15; 18; 20; 22], первоначально был отнесен к роду *Lophocythere* Sylvester-Bradley, 1948 (Sylvester-Bradley, 1948). Позже из нижнего и среднего келловея Европы [17; 19; 20; 23; 24; 25; 26; 27] был описан *P. parabakirovi* Malz, 1962 (Табл. 1, фиг. 13, 14).

Самым древним представителем рода является *P. blaszykina* Franz, Tesakova, Beher, 2009 (Табл. 1, фиг. 16) из нижнего байоса – бата Германии, Польши и Парижского бассейна [16]. А самым молодым – *P. groissi* Schudack, 1997 (Табл. 1, фиг. 15) из нижнего титона Южной Германии [21]. Готовится к публикации описание *P. kalandadze* Tesakova sp. nov. из нижнего келловея Саратовской обл. (Табл. 1, фиг. 7, 8) [in prep.]. Ниже приводится ревизованное описание рода *Palaeocytheridea.*

ОТРЯД PODOCOPIDA SARS, 1865
ПОДОТРЯД CYTHEROCOPINA GRЬNDEL, 1967
НАДСЕМЕЙСТВО PROGONOCYTHERACEA SYLVESTER-BRADLEY, 1948
СЕМЕЙСТВО PLEUROCYTHERIDAE MANDELSTAM, 1960
Род *Palaeocytheridea* Mandelstam, 1947

Palaeocytheridea: Мандельштам, 1947, с. 243; Шарапова, 1947, с. 212; Пермякова, 1974, с. 73; Николаева и др., 1999, с. 66; Bold et al., 1961, p. 353.

non *Palaeocytheridea*: Кашеварова и др., 1960, с. 375; Любимова, 1955, с.35.

Типовой вид — *Palaeocytheridea bakirovi* Mandelstam, 1947 из верхнего байоса Мангышлака и Украины.

Диагноз. Раковина крупных и средних размеров, округло-прямоугольная или продолговато-овальная, левоперекрывающая, умеренно выпуклая. Края параллельны или незначительно конвергируют к заднему концу. Боковая поверхность с тремя изолированными продольными ребрами, косым переднеспинным и арковидным заднеспинным. Межреберная поверхность ретикулирована, с редкими поровыми конулами. Глазной бугорок слабо развит.

Замок антимеродонтный, с насеченным срединным элементом. На правых створках в краевых частях представлен удлиненными, насеченными зубами (передний зуб насечен на 7 частей, задний на 8) и крупно насеченный срединным желобком. Последний может незначительно расширяться в передней или задней половине, или быть одной ширины.

Порово-канальная зона неширокая, хорошо развитая, с редкими прямыми каналами.

Состав. 11 видов: *P. bakirovi* Mandelstam, 1947, *P. kalandadze* Tesakova, sp. nov., *P. pavlovi* (Lьbimova, 1955), *P. carinilia* (Sylvester-Bradley, 1948), *P. parabakirovi* Malz, 1962, *P. blaszykina* Franz, Tesakova, Beher, 2009, *P. laevis* Permjakova, 1974, *P. rara* Permjakova, 1974, *P. subtilis* Permjakova, 1974, *P. priva* Permjakova, 1974, *P. groissi* Schudack, 1997.

Сравнение. По очертаниям раковины и скульптуре, наиболее близок к роду *Pleurocythere* Triebel, 1951 из средней юры Европы от которого отличается более крупными размерами раковин и их угловатым контуром, изолированными продольными ребрами, а также более узкой порово-канальной зоной с прямыми и редкими каналами, в отличие от слабо изогнутых и частых каналов у сравниваемого рода.

Распространение. Средняя и верхняя юра Европы, нормально морской.

Работа поддержана грантом РФФИ 12-05-00380.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кашеварова Н.П., Мандельштам М.И., Шнейдер Г.Ф.* (1960). Надсемейство *Cytheracea* // Основы палеонтологии. Членистоногие – трилобитообразные и ракообразные. М.: Изд-во АН СССР. С. 365-411.

2. *Любимова П.С.* (1955). Остракоды мезозойских отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып.84. С. 3-190.

3. *Любимова П.С.* (1956). Триасовые и юрские остракоды восточных районов Украины // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып.98. С. 533-583.

4. *Любимова П.С.* (1965). Остракоды нижнемеловых отложений Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. Вып. 244. 200 с.

5. *Любимова П.С., Казьмина Т.И., Решетникова М.А.* (1960). Остракоды мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. Вып.160. Л.: Гостоптехиздат. 373 с.

6. *Мандельштам М.И.* (1947). Ostracoda из отложений средней юры полуострова Мангышлак // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. Л.: Гостоптехиздат. С. 239-256.

7. *Николаева И.А., Колпенская Н.Н., Любимова П.С.* (1999). Надсемейство *Progonocytheracea* Sylvester-Bradley, 1948 // Практическое руководство по микрофауне. Том 7. Остракоды мезозоя. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. С. 62-67.

8. *Пермякова М.Н.* (1974). Остракоды рода *Palaeocytheridea* из среднеюрских отложений Днепрово-Донецкой впадины // Палеонтол. сборник. Вып.1, № 10. С.73-78.

9. *Пяткова Д.М., Пермякова М.Н.* (1978). Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наук. думка. 288 с.

10. *Хабарова Т.Н.* (1955). Остракоды из отложений средней юры Саратовской области и северных районов Сталинградской области // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. Вып. 84 С. 192-197.

11. *Шарапова Е.Г.* (1947). Отряд Ostracoda. Раковинчатые раки. Гл. ред. Г.Я. Крымгольц. Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР. Том VIII. Нижний и средний отделы юрской системы. М., Л.: Госгеолиздат. С. 208-216.

12. *Bold W.A. van den, Howe H.V., Reyment R.A.* (1961). Family Uncertain. In: Treatise on Invertebrate Paleontology. Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda. P. 344-358.

13. *Dйpkche F.* (1969). Description de quelques ostracodes nouveaux de bathonien Lorrain // Revue de micropal. No. 2. P. 107-118.

14. *Dйpkche F.* (1973). Etude des Ostracodes du Dogger du Bassin Parisien. I. - Ostracodes du Bathonien inferieur et de la base du Bathonien moyen de Port-en-Bessin // Revue de micropal. No. 4. P. 213-226.

15. *Dйpkche F.* (1984). Les ostracodes d'une plate-forme continentale au Jurassique: recherches sur le bathonien du Bassin Parisien. – Mйmoires des Sciences de la Terre, Universite Pierre- et-Marie-Curie, Paris, 8438. 419 pp.; Paris. [unpublished thesis]

16. *Franz M., Tesakova E., Beher E.* (2009). Documentation and revision of the index ostracods from the Lower and Middle Jurassic in SW Germany according to BUCK (1954) // Palaeodiversity. V. 2. Stuttgart. 119-167 pp.

17. *Herngreen G.F.W.*, *Lissenberg Th.*, de *Boer K.F.*, *Romein B.J.* et *Wijker N.C.* (1983). Middle callovian beds in the Achterhoek, Eastern Netherlands // Med. riks geol. dienst. **37** (3). 29 p.

18. *Liebau A.* (1987). Skulptur - Beziehungen jurassischer *Progonocytheridae* (Ostracoden) // N. Jb. Geol. Paldont. Abh. 176 (1). P. 15-47.

19. *Malz H.* (1962). *Palaeocytheridea* im oberen Dogger NW - Deutschlands (Ostracoda) // Senck. leth. 43 (3). P.235-241.

20. *Malz H.* (1975). Ostracoden - Studien im Dogger, 8: Die Arten der Gattung *Lophocythere*, ihre stratigraphische und regionale Verbreitung // Senck. leth. 56 (2/3). P. 123 - 145.

21. *Schudack U.* (1997). *Palaeocytheridea groissi* n. sp. (Ostracoda) aus den Mцrnsheimer Schichten (Tithonuim) von Oberhartheim bei Vohburg (Donau) // Geol. Bl. NO-Bayern. 47 (1-4). P. 17-24.

22. *Sylvester-Bradley P.C.* (1948). Bathonian ostracods from the Boueti Bed of Langton Herring, Dorset // Geol. Magazine. 85. P. 185-204.

23. *Tesakova E.M.* (2003). Callovian and Oxfordian Ostracodes from the Central region of the Russian Plate // Paleontological Journal. 37. Suppl. 2. P. 107-227.

24. *Tesakova E.M.* (2010). Early Callovian (Middle Jurassic) ostracods from the Kursk region (Central Russia) as paleodepth indicators // Short Papers for the 8th International Congress on the Jurassic System. Earth Science Frontiers, Vol. 17, Special Issue, Aug. P. 311-312.

25. *Whatley R.C.* (1970). Scottish Callovian and Oxfordian Ostracoda // Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. Geol. 19 (6). P. 299-358.

26. *Wienholz E.* (1967). Neue Ostracoden aus dem norddeutschen Callov // Freiberger Forschungshefte, Pal. Reihe C., 213. P. 23-51.

27. *Wilkinson I.P.*, *Whatley R.C.* (2009). Upper Jurassic (Callovian – Portlandian). In: Whittaker J.E. et Hart M.B. (eds.) Ostracods in British Stratigraphy. The Micropaleontology Society, Special Publication. The Geological Society, London. P. 241 – 287.

Объяснения к таблице 1.

Фиг. 1. *Palaeocytheridea bakirovi* Mandelstam, 1947: Неотип ИГН АН УССР № 16-103, п.с. взрослой самки сбоку, Полтавская обл., Лубенский р-н, с. Енковцы, верхнйи байос, зона michalskii [8, табл. 1, фиг. 1а]. Фиг. 2, 3. *Palaeocytheridea carinilia* (Sylvester-Bradley, 1948): 2 – Голотип In. 41927, п.с. взрослой самки сбоку, Англия, Дорсет, Лэнгтон Херинг (Langton Herring), бат, слои с *Goniorhynchia boueti* [22, pl. 14, fig. 6]; 3 – Экз., Парижский бассейн, нижний бат – базальная часть среднего бата [14, pl. 3, fig. 9]. Фиг. 4, 5. *Palaeocytheridea pavlovi* (Lubimova, 1955): 4 – Экз. МГУ № Bart-48, 5 – Экз. МГУ № Bart-53; Саратовска обл., дер. Бартоломеевка, нижний келловей, зона elatmae, подзона subpatruus. Фиг. 6, 9. *Palaeocytheridea laevis* Permjakova, 1974: 6 – Экз. ИГН АН УССР №16-97, п.с. самки сбоку, Харьковская обл., г. Лозовая, верхнйи байос, зона garantiana; 9 – Голотип ИГН АН УССР № 16-95, л.с. самки сбоку, Харьковская обл., г. Лозовая, верхнйи байос, зона garantiana [8, табл. 1, фиг. 2а, б]. Фиг. 7, 8, 12. *Palaeocytheridea kalandadze* Tesakova, sp. nov.: 7 – Экз. МГУ № Sokur-128, п.с. самца сбоку, гл. 17,2 м; 8 – Экз. МГУ № Sokur-119, ц.р. самки слева, гл. 18,2 м; 12 – Экз. № Sokur-121, п.с. самки изнутри, гл. 18,2 м; Саратовская обл., Сокурский карьер. Фиг. 10, 11. *Palaeocytheridea subtilis* Permjakova, 1974: 10 – Голотип ИГН АН УССР № 16-89, л.с. самки сбоку, Харьковская обл., г. Лозовая, верхний байос, зона niortense, 11 – Экз. ИГН АН УССР № 16-90, п.с. самки сбоку, Харьковская обл., г. Лозовая, верхний байос, зона niortense [8, табл. 1, фиг. 5а, г]. Фиг. 13, 14. *Palaeocytheridea parabakirovi* Malz, 1962: 13 – Экз. МГУ № Ку-1/106, п.с. самки; 14 – Экз. МГУ № Ку-2/7, л.с. самки; Курская обл., скв. 7, обр. 136, нижний келловей, слои с *P. wartae – Pl. kurskensis*. Фиг. 15. *Palaeocytheridea groissi* Schudack, 1997: Голотип, л.с. самки сбоку, Южная Германия, нижний титон [21, pl. 4, фиг. 1]. Фиг. 16. *Palaeocytheridea blaszykina* Franz, Tesakova, Beher, 2009: Голотип Геологическая служба Фрайбурга в Брезгау № Em 303, л.с. самца сбоку, Южная Германия (Teufelsloch SE Eckwдlden near Weilheim/Teck), формация Остреенкальк (Ostreenkalk Formation), слой BK 1690, нижний байос [16, pl. 2, fig. 17]. Фиг. 17. *Palaeocytheridea rara* Permjakova, 1974: Голотип ИГН АН УССР № 16-101, л.с. самки сбоку, Харьковская обл., г. Лозовая, верхний байос, зона garantiana [8, табл. 1, фиг. 4а]. Фиг. 18. *Palaeocytheridea priva* Permjakova, 1974: Голотип ИГН АН УССР № 16-125, л.с. самки сбоку, Харьковская обл., г. Лозовая, верхний байос, зона michalskii [8, табл. 1, фиг. 3а].

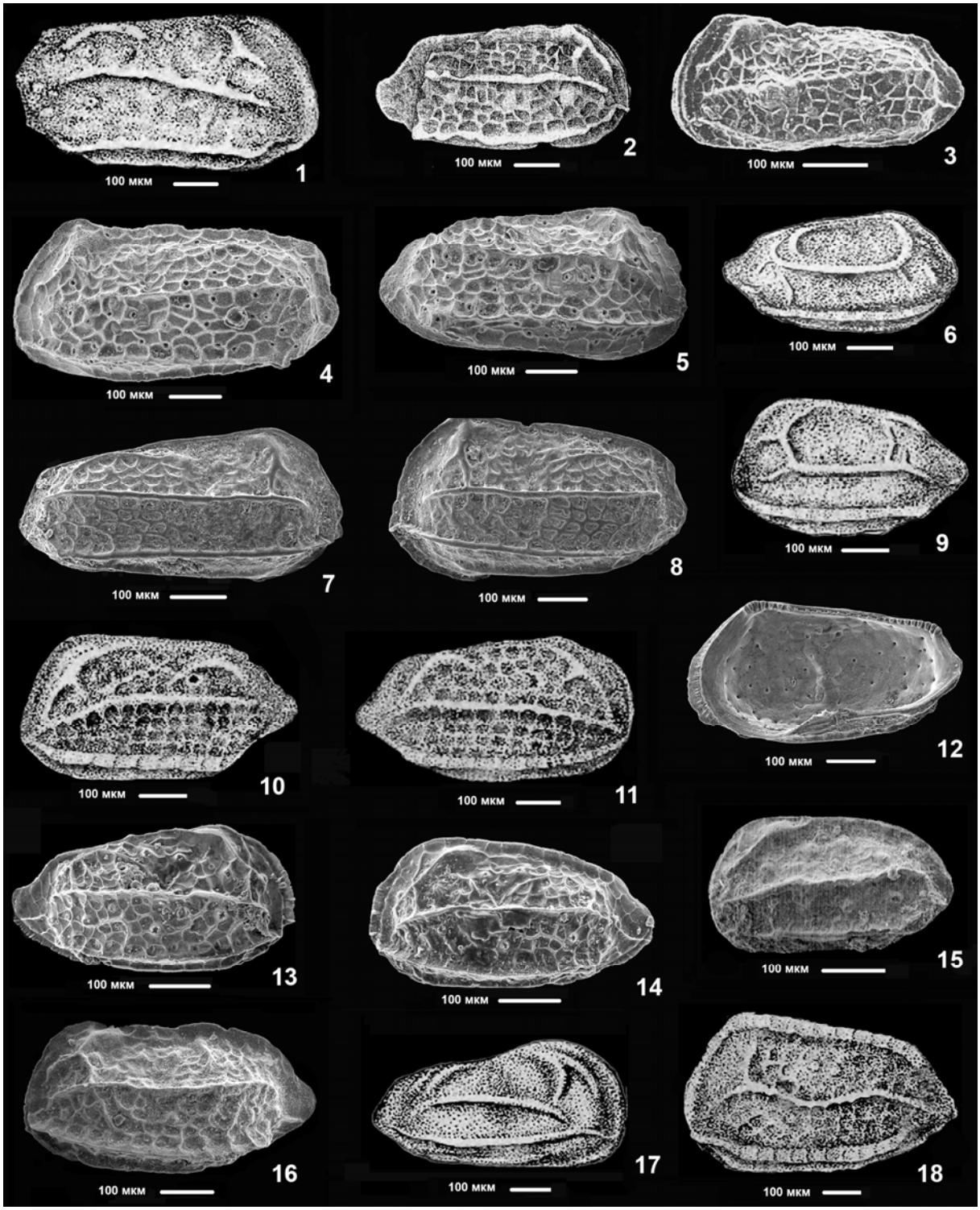

1
100 мкм
2
100 мкм
3
100 мкм
4
100 мкм
5
100 мкм
6
100 мкм
7
100 мкм
8
100 мкм
9
100 мкм
10
100 мкм
11
100 мкм
12
100 мкм
13
100 мкм
14
100 мкм
15
100 мкм
16
100 мкм
17
100 мкм
18
100 мкм

Таблица I

ВИДЫ ОСТРАКОД НОВЫЕ ДЛЯ ФАУНЫ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Шорников Е.И.
Институт биологии моря (ИБМ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: eschornikov@yandex.ru

NEW SPECIES OF OSTRACODS TO BLACK AND AZOV SEAS FAUNA

Schornikov E.I.
Institute of Marine Biology, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences (IMB FEB RAS), Vladivostok, e-mail: eschornikov@yandex.ru

В определитель остракод Черного и Азовского морей [3] было включено 112 видов. Среди них 90 видов средиземноморского происхождения, 14 каспийского происхождения и 8 выходцев из континентальных водоемов, могущих длительное время выносить осолонение до 2-3 ‰ и больше. В немногочисленных работах, касающихся фауны остракод, опубликованных различными авторами в последующие годы, не зарегистрировано новых для этих морей видов. Только почти через 40 лет был описан первый новый для Черного моря вид *Terrestricythere crimaea* Schornikov, 2008. Это шестой представитель особого подотряда наземных остракод Terrestricytherocopina Schornikov, 2006, обнаруженный в зоне газовых сипов в районе Севастополя, в бухте Круглая (Омега) и у мыса Тарханкут на глубине до 6,3 м [6]. В работе об остракодах каспийского происхождения в Азово-Черноморском бассейне [5] упоминается о четырех новых для него современных видах: *Cyprideis* sp. sensu Yassini et Ghahreman, 1976, *Loxocaspia gibboides* (Livental in Schweyer, 1949), *Loxocaspia edita* (Schneider, 1962) и *Loxocaspia umbonata* (Sars in Elofson, 1945). В этой работе приведены фотографии раковин трех последних видов. Сейчас можно добавить еще пять новых для района видов, установленных на основе изучения различных материалов. Ниже в систематическом порядке рассматриваются эти 9 новых для Черного и Азовского морей видов, а в прилагаемой фототаблице помещены изображения их створок и раковин. Условные обозначения: “*” - обозначает, что экземпляр найден живым; Ad - половозрелый экземпляр, если пол не определен; f - самка, m - самец; A-1, A-2, A-3 и т. д. - экземпляры соответствующих возрастных стадий; s - раковина; v - створка; fr - фрагмент.

Подкласс Podocopa Mьller, 1894. Отряд Podocopida Sars, 1866. Подотряд Bairdiocopina Grьndel, 1967. Надсемейство Bairdioidea Sars, 1887. Семейство Bairdiidae Sars, 1887. Подсемейство Bairdiinae Sars, 1887. Род *Neonesidea* Maddocks, 1969.

Neonesidea minor (Mьller, 1894). Черное море, Прибосфорье, «Ак. Ковалевский», 31.07.1958, глубина 70 м, ил, песок, ракуша: 5s6vAd, 4s4vA-1, 2sA-2, 1s5vA-3, 1vA-4, 1sA-5, 1vA-6. В определителе [3] он упомянут как *Bairdia* sp.

Подотряд Cytherocopina Grьndel, 1967. Надсемейство Cytheroidea Baird, 1845. Семейство Cytherideidae Sars, 1925. Род *Cyprideis* Jones, 1856. Долгое время считалось, что на Евразийском континенте обитает только голэвригалинный *Cyprideis torosa* (Jones, 1850), известный в Европе, начиная с миоцена, и ныне распространенный очень широко в Старом свете: от п-ва Ямал на севере, до Сейшельских о-вов на юге, и от Исландии на западе, до северо-запада Китая и Красноярской области России, на востоке. В 1976 в лагуне Пехлеви на юге Каспийского моря был обнаружен еще один вид из этого рода [7]. Очевидно он широко распространен в Каспийском бассейне, но смешивался исследователями с молодью *C. torosa*. Установлен он и в Азово-Черноморском бассейне.

***Cyprideis* sp**. sensu Yassini et Ghahreman, 1976. Молдавия, с. Джурджулешты, средний плейстоцен, древнеэвксинские отложения: 8s31vf, 2s2vm. Северо-западная часть Черного моря, скважины на траверзе Одесса-Тендровская коса, голоцен,

новоэвксинские отложения: 5vf; бугазские отложения: 34vf, 29vm, 42vA-1, 8vA-2; витязовские отложения: 1vm. Днестровский лиман, современные осадки: 1s8vf, 2vm, 3vA-1; Азовское море, восточная часть Таганрогского залива, в 12 пробах современных осадков совместно с видами каспийского генезиса и *C. torosa*: 1*58s35vf, 29s15vm, многие раковины с хитиновыми остатками конечностей.

Семейство Cuneocytheridae Mandelstam, 1959. Род *Cuneocythere* Lienenklaus, 1894.

Cuneocythere semipunctata (Brady, 1868). Черное море, Прибосфорье, «Ак. Ковалевский», 1958, 1974, 5 проб на глубине 70-415 м, фазеолиновый ил, песок, ракуша: 1*11s23vf, 5s9vm, 1vA-1.

Семейство Loxoconchidae Sars, 1925. Подсемейство Loxoconchinae Sars, 1925. Встречен вид из нового рода, близкого к *Elofsonia* Wagner, 1957.

***Elofsonia*?** sp. Черное море, 44°32,454’N; 38°01,235’E, глубина 32 м, песчано-пелитово-алевритовый осадок, грунтовая колонка, интервал 2-15 см: 7vf, 4vm, 2vA-1.

Род *Loxocaspia* Schornikov, 1973.

Loxocaspia gibboides (Livental in Schweyer, 1949). Северо-западная часть Черного моря, скважины на траверзе Одесса-Тендровская коса, голоцен, новоэвксинские отложения: 5vf; бугазские отложения: >200svf, m, A-1 – A-2; витязовские отложения: 72f, 58m, 15vA-1, 7vA-2. Дельта Дуная, 22.10.1960. лиман Ялпуг, современные осадки: 1s3vf, 2vm; Днестровский лиман, современные осадки: 1s8vf, 2vm, 3vA-1; Бугский лиман, 26.05.1990, Ожарская коса, глубина 2,2 м, песок с ракушей: 3*10s10vf, 3*9s25vm, 3s15vA-1, 2s4vA-2, 1vA-3; Азовское море, Таганрогский залив, 39°19ґN; 47°31ґW, глубина 1,8 м, песок: переотложенные? 2vf.

Следующие два вида принадлежат новому, близкому к *Loxocaspia* роду.

Loxocaspia*? *edita (Schneider, 1962) (= *Loxoconcha parallela* Mьller, 1894 sensu Agalarova et al., 1961 non Mьller, 1894; = *Loxoconcha* (*Loxoconcha*) cf. *diligena* Kulieva sensu Krstiж et Dermitzakis, 1981; Pleistocene of Corinth (Greece) [4]. Северо-западная часть Черного моря, скважины на западе Каркинитского залива, голоцен, бугазские отложения: 2vf; витязовские отложения: 1vf, 1vm. Днепровско-Бугский лиман у сел Широкая Балка, Станислав и устье рукава Днепра, Рвач, 27.05-30.08.1990 (5 проб), глубина 1,8-4,5 м, илистый песок, ил: 15*34s17vf, 10*35s10vm, 1*18vA-1, 1*7vA-2; Дельта Дона, переотложены.

Loxocaspia*? *umbonata (Sars in Elofson, 1945) (= *Loxoconcha stalingradica* Negadaev, 1957 **syn. nov.;** апшеронские и хазарские слои северного Прикаспия) [2]. Северо-западная часть Черного моря, скважина на траверзе Одесса-Тендровская коса, голоцен, витязовские отложения: 1vf, 2vm. Днепровско-Бугский лиман у сел Софиевка, Широкая Балка, Станислав и устье рукава Днепра, Рвач, 27.05-30.08.1990 (5 проб), глубина 1,8-4,5 м, илистый песок, ил: 27*57s21vf, 3*46s11vm, 54vA-1, 15vA-2.

Род *Palmoconcha* Swain et Gilby, 1974.

Palmoconcha sp. Плейстоцен, нижний карангат, пос. Героевское у Керчи, обнажение устричника: 8s2vf, 3s1vm. Черное море, 44°32,454’N; 38°01,235’E, глубина 32 м, песчано-пелитово-алевритовый осадок, грунтовая колонка, интервал 6-7 см: 1frf. Таманский залив, глубина 5 м, ил: 1s6vf, 2s4vm, 3vA-1, 1vA-2.

Семейство Xestoleberididae Sars, 1928. Род *Aspidoconcha* De Vos, 1953.

Aspidoconcha limnoriae De Vos, 1953. Черное море у Севастополя, 10.08.1974, м. Херсонес, доски с полузатонувшего судна, пораженные *Limnoria lignorum*: >50*f, m; A-1 – A-2. *Aspidoconcha* - комменсал сверлящей древесину изоподы *L. lignorum*. Питаются изоподы не древесиной, а мицелием морских грибов, которые произрастают на измельченной ими древесной массе. Этим же мицелием питаются и сожительствующие с ними многие животные, в том числе *Aspidoconcha*. В новые места *Limnoria*

переселяются вместе с грибницей и комменсалами. При этом *Aspidoconcha*, имеющие сильно дорсовентрально сплюснутую, присосковидную раковину, прочно удерживаются на покровах хозяев.

Из состава фауны Черного и Азовского морей следует исключить два вида, фигурирующих в определителе [3], поскольку их обитание в этом регионе не подтверждено последующими исследованиями. *Triebelina raripila* (Мьller, 1894) встречен в отложениях карангатского бассейна, фауна которого была несколько богаче, чем современного Черного моря. В современных осадках встречены всего две его створки стадии А-1 в бухте Круглая (Омега) у Севастополя, которые, скорее всего, переотложены. Дубовским [1] ошибочно был определен какой-то вид парадоксостоматид, как *Paradoxostoma variabile* Baird, 1835 - массовый в северной Атлантике. Подобным образом им определено еще несколько видов. В частности, как *Leptocythere pellucida* (Baird, 1850) им определен *Leptocythere multipunctata* (Seguenza, 1884), как *Loxoconcha minima* Мьller, 1894 - *Loxoconcha pontica* Klie, 1937, как *Cytheropteron cellulosa* (Norman, 1865) - *Hemicytherura bulgarica* (Klie, 1937), как *Paradoxostoma bradyi* Sars, 1928 - *Obesostoma convexum* (Schornikov, 1965).

К настоящему времени в фауне остракод Черного и Азовского морей насчитывается 119 видов. Среди них 93 средиземноморского, 18 каспийского и 8 видов пресноводного происхождения. Несомненно, при дальнейших исследованиях будут установлены еще несколько новых для региона видов остракод. Это, прежде всего, обитатели интерстициали, которая слабо изучена. Имеется в виду не только интерстициаль пляжей, но и крупнозернистых «амфиоксусных» песков на глубине более 2-3 м, где встречаются «окна продуктивности», отличающиеся особым богатством фауны. Новые для Черного моря виды остракод могут быть встречены также в непосредственной близости от Босфора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дубовский Н.В.* (1939). Материалы к познанию Ostracoda Черного моря // Тр. Карадагской биол. ст. Вып. 5. С. 3-68

2. *Негадаев-Никонов К.Н.* (1957). К истории развития фауны остракод в четвертичных бассейнах северного Прикаспия // Уч. зап. Кишиневского ун-та (геол. сб.). Том. 25. С. 41-52.

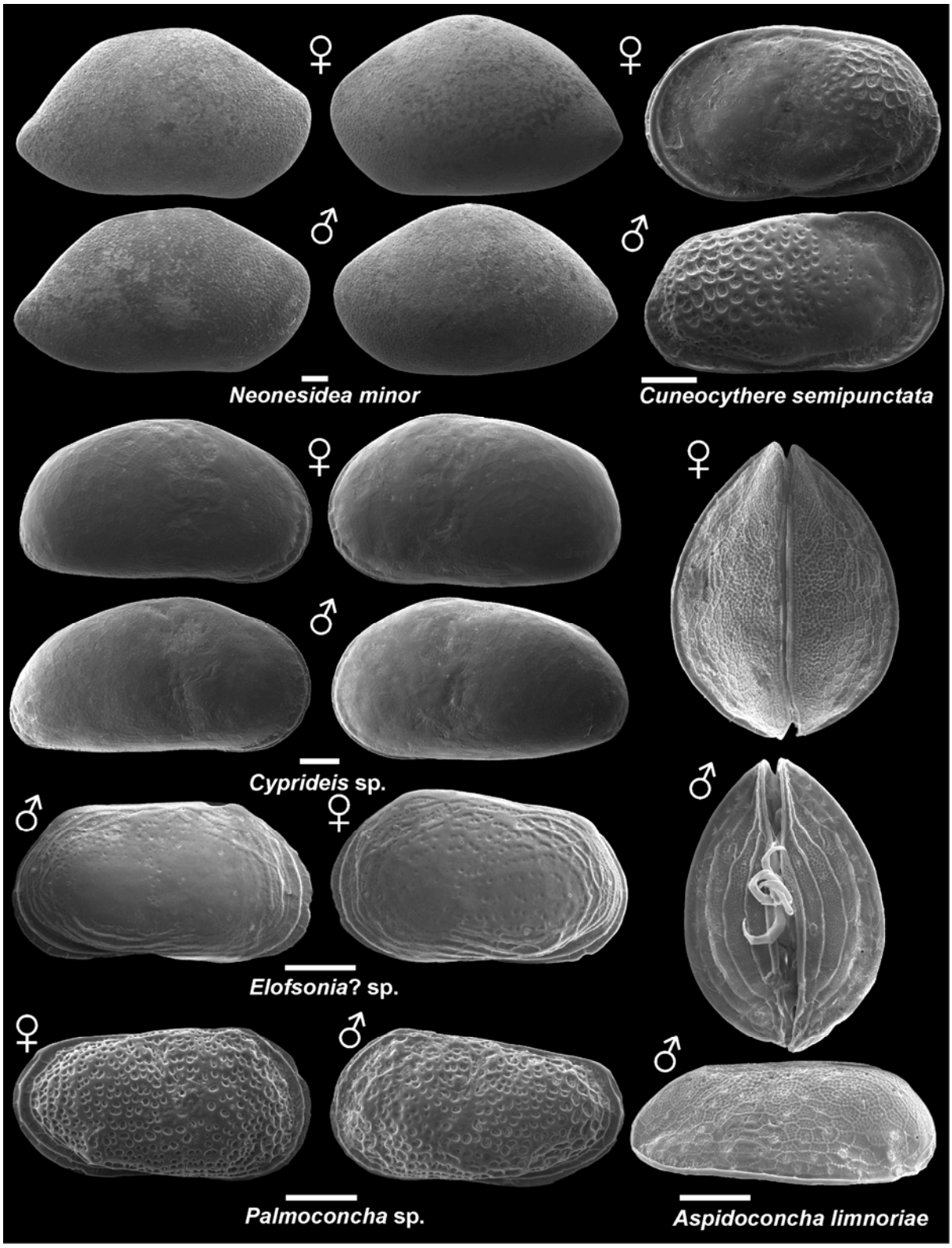
3. *Шорников Е.И.* (1969). Подкласс остракода, или ракушковые раки – Ostracoda. Определитель фауны Черного и Азовского морей. Т. 2. Свободноживущие беспозвоночные. Ракообразные. Киев, Наукова думка. С. 163-260.

4. *Krstiж N., Dermitzakis M.D.* (1981). Pleistocene fauna from a section in the channel of Corinth (Greece) // Annales gйologiques des pays Hellйniques. Athиnes. P. 473-499.

5. *Schornikov E.I.* (2011). Ostracoda of the Caspian origin in the Azov-Black seas basin // Joannea Geol. Paldont. Vol. 11. Graz. P. 180–184.

6. *Schornikov E.I., Syrtlanova, N.M.* (2008). A new species of *Terrestricythere* from the Black Sea, in zones of gas seepage // Senckenbergiana lethaea. V. 88. No. 1. P. 121–126.

7. *Yassini I., Ghahreman A.* (1976). Rйcapitulation de la distribution des ostracods et des foraminifиres du Lagon de Pahlevi, Province de Gilan, Iran du nord // Revue de Micropalйontologie. V. 19. No. 3. P. 172–190.



***Фототаблица**. Сворки и раковины остракод. Линейка шкалы = 100 мкм.*

СЕКЦИЯ РАДИОЛЯРИИ И СПИКУЛЫ ГУБОК

КЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ РАДИОЛЯРИЙ И ЕГО ОСОБЕННОСТИ

Афанасьева М.С.[1], Амон Э.О.[2]
[1]Палеонтологический институт РАН (ПИН РАН), Москва, e-mail: afanasieva@paleo.ru
[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: amon@igg.uran.ru

CAMBRIAN STAGE OF EVOLUTION OF RADIOLARIA AND ITS PECULIARITIES

Afanasieva M.S.[1], Amon E.O.[2]
[1]Borissiak Paleontological Institute of Russian Academy of Sciences (PIN RAS), Moscow, e-mail: afanasieva@paleo.ru
[2]Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS (IGG UB RAS), Ekaterinburg, e-mail: amon@igg.uran.ru

Первые радиолярии появились в самом начале кембрия в немакит-далдынское время (~542 млн. лет назад) [11] и это событие в геологической летописи истории Земли приурочено к «кембрийскому взрыву жизни». Хотя предковая докембрийская форма радиолярий не известна, следует сказать, что к моменту начала кембрия многое было готово к выходу радиолярий на «авансцену» эволюции.

Одноклеточные планктонные эукариоты к этому времени существовали уже не менее полутора миллиардов лет, а их значительное разнообразие было достигнуто за 800-500 млн. лет до «кембрийского взрыва» [6, 7]. Способность организмов секретировать полимер ортокремневой кислоты (опал) появилась не позднее раннего венда (~680 млн. лет) [15], а может быть и еще раньше (~1, 8 млрд. лет, [16]). Не позднее неопротерозоя (~1000-700 млн. лет) в полной мере сформировалась гетеротрофия, причем в наиболее выраженном ее виде – хищничестве, в том числе и у планктонных организмов [9]. Протисты появились в интервале 690-1150 млн. лет назад [7]. Для гетеротрофных протист пищи – т.е. одноклеточных планктонных водорослей и бактерий – в венде и раннем кембрии было более чем достаточно [8]. Скелетизация организмов началась в венде и стала прогрессирующей в раннем-среднем кембрии [5, 10]. Протисты-гетеротрофы, способные к образованию (выпячиванию) выростов наружной эктоплазмы в виде временных и постоянных псевдоподий, т.е. фораминиферы, также известны с венда (эдиакары) [13, 14]. Морфотип идеальной сферической формы тела у планктонных микроорганизмов, причем с многочисленными элементами внешней орнаментации (бугорки, шипы, иглы, последние часто полые) [19], был сформирован не позднее неопротерозоя, 800-650 млн. лет.

Радиоляриям свойственны все эти черты – принадлежность к протистам, планктонный образ жизни, опаловый внутренний скелет, гетеротрофия с возможностью хищничества, сфероидная форма тела с внешними элементами и др. [1]. Иными словами, в протерозое «подготовительная работа» для появления радиолярий к моменту начала кембрия была завершена. И хотя не известен предок радиолярий, который был, скорее всего, обитателем бентали [1, 4], в немакит-далдынскую эпоху эти морские протисты появились уже вполне сформированными, с теми чертами и особенностями, которые они будут сохранять последующие 540 млн. лет.

Самые древние радиолярии известны из нижнекембрийских отложений мелководного окраинного бассейна Китая [11], расположенного примерно на палеоэкваторе океана Панталасса. Причиной перехода радиолярий к планктонному образу жизни стали неблагоприятные условия в придонной зоне (аноксия и дизоксия). Появление радиолярий на экваторе не случайно, поскольку эта часть планеты получает

максимум солнечной энергии, что было весьма немаловажно в период после завершения вендского похолодания. Самые древние радиолярии Китая предстают собой как уже вполне сформированные, достигшие определенного уровня развития, организмы, хотя и устроенные довольно просто (но не примитивно!).

Развитие радиолярий в кембрии происходило импульсно, в несколько этапов, перемежающихся периодами отсутствия радиолярий в геологической летописи (табл. 1), а кроме того эти импульсы были разорваны в пространстве. Можно выделить, по меньшей мере, восемь таких импульсов, ограниченных пространственно-временными рамками. К ним относятся: импульс-1 (китайский); импульсы-2, 4, 6 (казахстанские); импульсы-3, 7 (алтайские); импульс-5 (австралийский); импульс-8 (ньюфаундлендский).

В раннем кембрии после появления в бассейне Китая [11] (импульс-1), в акваториях Казахстана [2] и Алтая [3] (импульсы-2,3), радиолярии начинают, хотя и медленно, наращивать биоразнообразие, опробовать различные биотопы, совершенствовать морфофизиологическую организацию тела и скелета. Это было время доминирования просто устроенных сфер со сравнительно грубой оболочкой. Вместе с тем появились первые признаки формирования внутреннего скелета и спикулярных радиолярий.

В среднем кембрии эволюция радиолярий осуществлялась в двух водных регионах планеты – Казахстане [2] (импульс-4) и Австралии [17] (импульс-5), океанографически и геоморфогически весьма отличных друг от друга, с различиями в характеристиках водных масс. В Казахстане развитие радиолярий в среднем кембрии наследовало все основные черты, свойственные данной региональной фауне в предшествующую эпоху. Это был сценарий медленного постепенного развития по законам классической эволюции живого, описываемых дарвинисткой теорией и синтетической теорией эволюции (СТЭ). В Австралии реализовывался сценарий ускоренного развития с возникновением совершенно новых черт в организации скелетов организмов и приспособительных реакций популяций. Здесь проявились эффекты непостоянства генома, эпигенетической наследственности, влияния мобильных элементов, системных мутаций, симбиогенеза и др.

В среднем кембрии радиолярии совершили своего рода скачок. Наряду с существованием просто устроенных сфер со сравнительно грубой раковиной появились иные геометрические формы скелета, дальнейшее развитие получили спикулярные радиолярии и радиолярии с внутренними структурами. Создались предпосылки к освоению новых экологически свободных ниш в новых биотопах новых климатических и гидрологических поясов.

В позднем кембрии радиолярии становятся полноправным членом планктона, освоив довольно значительные водные пространства в Мировом океане – акватории Китая, Австралии, Казахстана [2] (импульс-6), Алтая (импульс-7) [3], Ньюфаундленда (импульс-8) [18]. Освоены не только тропические экваториальные биотопы, но и положено начало заселению биотопов субтропического климатического пояса.

Наиболее активно эволюционные процессы происходили среди радиолярий региональной биоты Ньюфаундленда, где продолжились основные тенденции в формировании скелетов, заложенные в среднем кембрии Австралии, и проявились новые (формирование губчатой скелетной ткани и др.). Значительно возросли скорости приобретения наследуемых признаков.

Period	Stage	Age, Informal Name	Base Date (Ma)	Duration (Ma)	Radiolarian impulses
Early Ordovician	Tremadocian		488	9	
Late Cambrian, Furongian	Cambrian 10	Dolgellian, Lowsonian, Nelegerian, etc.	492	4	6. Kazakhstan. 7. Altai. 8. Newfoundland
	Cambrian 9	Iverian, Aksayan, Sackian	496	4	
	Cambrian 8	Paibian, Maentwrogian, Idamean, Sackian	499	3	
Middle Cambrian	Cambrian 7	Guzhangian, Menevian, Mayan	503	4	
	Cambrian 6	Drumian, Late Amgan	507	4	4. Kazakhstan. 5. Australia
	Cambrian 5	Early Amgan	510	3	
Early Cambrian, Epoch 2	Cambrian 4	Botomian (including Toyonian)	515	5	3. Altai
	Cambrian 3	Atdabanian	521	6	2. Kazakhstan
Early Cambrian, Terreneu-vian	Cambrian 2	Tommotian	528	7	1. China
	Cambrian 1	Fortunian, Nemakit-Daldynian, Manikayan, etc.	542	14	
Ediacaran			630	88	

Табл. 1. Импульсы развития радиолярий в кембрии (наименования периодов, ярусов, местных стратонов и датировки по [11]).

Более медленные процессы происходили в акваториях Казахстана и Алтая, хотя и они приводили к мощным прорывам – появлению дискоидального и эллипсоидального общего габитуса и формы скелета. В Австралии и Китае в позднем кембрии были, скорее всего, изолированные рефугии, в которых существовали единичные популяции.

В ордовике начинается новый, отличный от кембрийского, этап эволюционного развития радиолярий. В ордовике радиолярии значительно расселились по акваториям Мирового океана – Ньюфаундленд, Невада, Шотландия, Польша, Эстония, Западная Сибирь и др. Преемственность показывают только позднекембрийские и раннеордовикские ассоциации Ньюфаундленда, но даже здесь раннеордовикская фауна преимущественно состоит из Protoentactiniidae и Echidninidae. В других акваториях доминируют радиолярии иного плана строения.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Проблемы происхождения жизни и становления биосферы" и РФФИ (проект № 10-04-00143).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* (2006). Радиолярии. М.: ПИН РАН. 320 с.

2. *Назаров Б.Б.* (1975). Радиолярии нижнего-среднего палеозоя Казахстана (методы исследований, систематика, стратиграфическое значение). М.: Наука. 203 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 275).

3. *Обут О.Т.* (2011). Палеозойские радиолярии Горного и Рудного Алтая (состояние изученности, фациальная приуроченность и таксономический состав) // Материалы по палеонтологии и

стратиграфии Урала и Западной Сибири (девонская и каменноугольная системы). Екатеринбург: УрО РАН. С. 45–57.

4. *Петрушевская М.Г.* (1977). О происхождении радиолярий // Зоол. журн. Т. 56. Вып. 10. С. 1448–1458.

5. *Розанов А.Ю*. (1996). История становления скелетных фаун // Соросовский образовательный журнал. № 12. С. 62–68.

6. *Розанов А.Ю*. (1999). Современная палеонтология // Соросовский образовательный журнал. № 1. С. 47–55.

7. *Федонкин М.А*. (2006). Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы) // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар Геопринт. С. 331–350.

8. *Якшин М.С., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш*. (2004). Эволюция докембрийских водорослевых сообществ // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 6-7. С. 21-32 (Приложение к журналу «Геология и геофизика»; т. 45).

9. *Bengtson S*. (2002). Origins and early evolution of predation // The fossil record of predation / M. Kowalewski and P. H. Kelley (eds.). The Paleontological Society. Papers 8. P. 289–317.

10. *Bengtson S*. (2004). Early skeletal fossils // Neoproterozoic-Cambrian Biological Revolutions. The Paleontological Society. Papers 10. P. 67–77.

11. *Braun A., Chen J., Waloszek D.,* et al. (2007). First Early Cambrian Radiolaria // Geological Society, London. Special Publications. V. 286. P. 143–149.

12. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G*. (2004). A Geologic Time Scale. Cambridge. 1–589 p.

13. *Gaucher C., Sprechmann P*. (1999). Upper Vendian skeletal fauna of the Arroyo de Soldano Group, Uruguay // Beringeria. V. 23. P. 55–91.

14. *Hua H., Chen Z., Yuan X.-L.,* et al. (2010). The earliest Foraminifera from southern Shaanxi, China // Science China: Earth Sciences. V. 53. No. 12. P. 1756–1764.

15. *Li C.-W., Chen J.-Y., Hua T.-E*. (1998). Precambrian sponges with cellular structures // Science. V. 279. P. 879–882.

16. *McCaffrey M.A., Moldowan J.M., Lipton P.A*. et al. (1994). Paleoenvironmental implications of novel C30 steranes in Precambrian to Cenozoic age petroleum and bitumen // Geochimica Cosmochimica Acta. V. 85. P. 29–532.

17. *Won M.-Z., Below R*. (1999). Cambrian Radiolaria from the Georgina Basin, Queensland, Australia // Micropaleontology. V. 45. No. 4. P. 325–363.

18. *Won M.-Z., Iams W.J*. (2002). Late Cambrian radiolarian faunas and biostratigraphy of the Cow Head Group, Western Newfoundland // Journal of Paleontology. V. 76. No. 1. P. 1–33.

19. *Zhou C., Brasier M.D., Xue Y.* (2001). Three-dimensional phosphatic preservation of giant acritarchs from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation in Guizhou and Hubei provinces, South China // Palaeontology. V. 44. Part 6. P. 1157–1178.

СИММЕТРИЯ В СКЕЛЕТАХ СТАВРАКСОННЫХ РАДИОЛЯРИЙ

Афанасьева М.С.[1], Амон Э.О.[2]
[1]Палеонтологический институт РАН, Москва, e-mail: afanasieva@paleo.ru
[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: amon@igg.uran.ru

SYMMETRY IN THE SKELETON OF STAURAXON RADIOLARIANS

Afanasieva M.S.[1], Amon E.O.[2]
[1]Borissiak Paleontological Institute of Russian Academy of Sciences (PIN RAS), Moscow, e-mail: afanasieva@paleo.ru
[2]Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS (IGG UB RAS), Ekaterinburg, e-mail: amon@igg.uran.ru

Идеи связи симметрии с цитологией, физиологией, биологией, экологией и таксономией живых одноклеточных и многоклеточных организмов восходят к проморфологии Э. Геккеля [8] и весьма детально проработаны В.Н. Беклемишевым [4], по мнению которого эволюционное развитие Живого всегда и при всех условиях совершается направленным прогрессивным порядком.

Изучению симметрии радиолярий всегда придавалось большое значение [1-8]. Еще три десятилетия тому назад А.И. Жамойда писал: «до сих пор недооценивается значение сравнительного изучения симметрии скелетов радиолярий с целью использования при разработке классификации подкласса и экологии его представителей. Здесь еще широкое поле деятельности для палеонтологов и неонтологов» [5, с. 9]. И эти слова до сих пор остаются актуальными.

Классическая симметрия

В скелетах радиолярий мы различаем следующие виды симметрии согласно морфологическому ряду В.Н. Беклемишева [4]: сферическая (гомаксонная) (рис. 1, *а*); правильная полиаксонная (рис. 1, *б*); ставраксонная (монаксонная, гомополярная) (рис. 1, *в-е*, *м-о*; рис. 2, фиг. *а-д*); радиально-лучевая (аксиальная) (рис. 1, *ж, з, п*; рис. 2, фиг. *ж-л*); монаксонная (гетерополярная) (рис. 1, *и, к*); билатеральная (рис. 1, *л*, р).

Анализ геометрических форм скелетов радиолярий позволяет по-новому подойти к вопросу о возможном усложнении видов симметрии по четырем основным направлениям: (1) от почти идеальной сферы (рис. 1, *а, б*) до дисковидных, эллипсоидальных, веретеновидных (рис. 1, *в-д*) и n-лучевых скелетов (рис. 1, *е*); (2) радиально-лучистые формы (рис. 1, *ж, з*); (3) субконусовидные скелеты с пиломом (рис. 1, *и, к*); (4) формирование иглистого скелета Aculearia (рис. 1, *м-п*). Билатеральная симметрия (рис. 1, *л, р*) может возникать, как подчеркивал В.Н. Беклемишев [4], независимо и самыми разными путями от каждой из перечисленных форм.

Сферическая и сфероидная формы скелета являются весьма экономичными при расходовании организмом вещества и энергии для ее создания, обеспечивают высокие прочностные характеристики и являются идеальными для обеспечения планктонного образа жизни [3, 7]. Гетерополярная и другие виды так называемых «высших» симметрий более затратны и скорее отражают узкие приспособительные реакции. Среди радиолярий это наглядно проявляется у представителей класса Stauraxonaria.

Смешанная симметрия

Появившиеся в раннем кембрии радиолярии не «удовольствовались» только наиболее экономной сферической (сфероидной) формой, а начали создавать фигуры со смешанной симметрией, ведущей к дополнительным расходам вещества и энергии. Вся постраннекембрийская история развития радиолярий вплоть до наших дней – это история выработки самых разнообразных по геометрии скелетов, стремящихся к классической симметрии: сферы и сфероиды, конусы, цилиндры и многие другие причудливые формы, но с непременными элементами смешанной симметрии.

Фигуры смешанной симметрии не могут быть разделены на равные части, следовательно, являются асимметричными с точки зрения классической симметрии. В общем случае сфера с хотя бы одной иглой, т.е. фигура со смешанной симметрией, сохранит лишь один элемент симметрии – плоскость, проходящую через ось иглы и центр сферы. Вместе с тем, огромное число типов скелетов радиолярий образовано фигурами со смешанной симметрией, но такие фигуры никак нельзя назвать бесформенными, лишенными какой-либо упорядоченности.

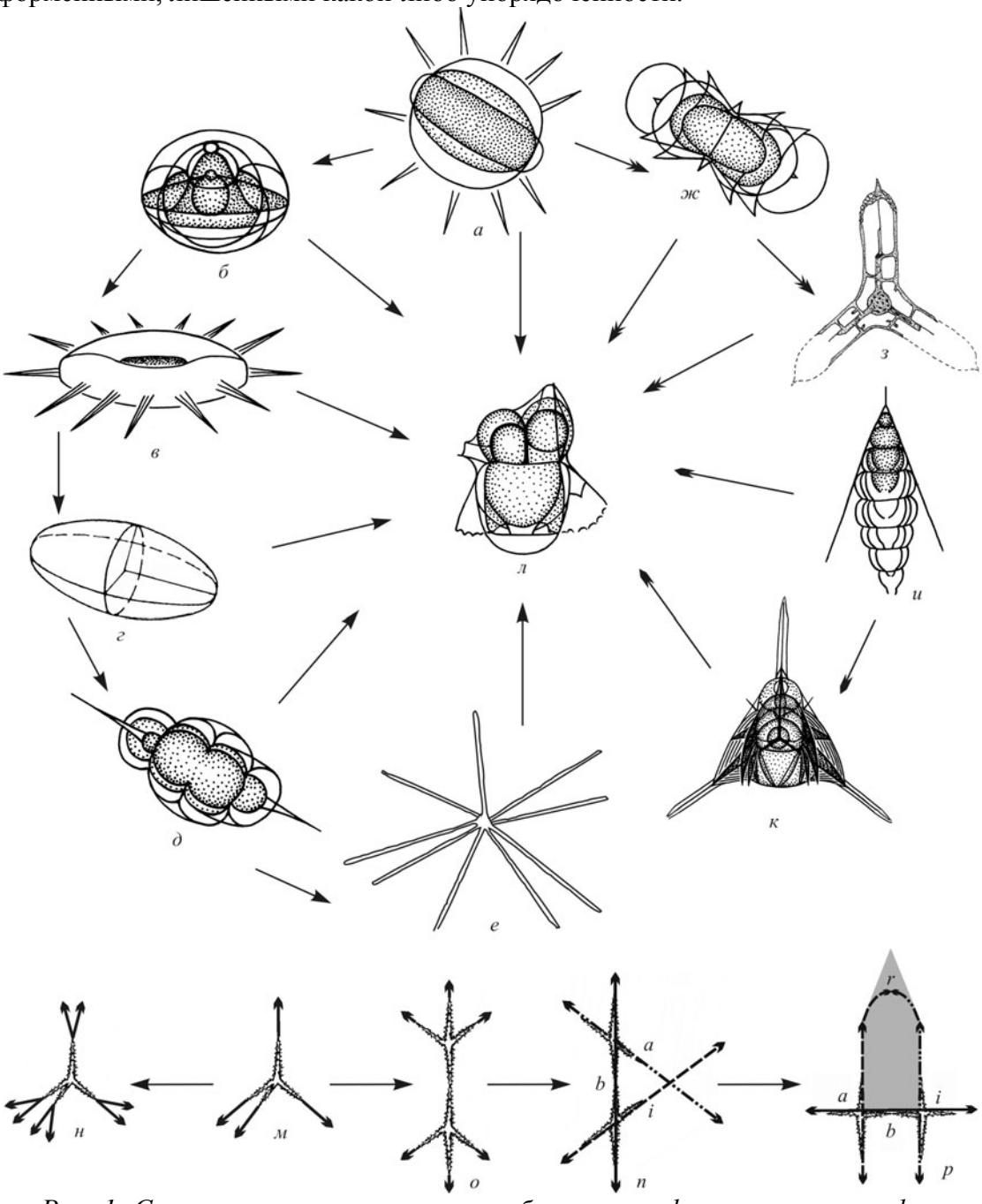


Рис. 1. Симметрия и возможные преобразования формы скелета в филогенезе радиолярий Polycystina [по 3, 7 с изменениями и добавлениями]: а – гомаксонная: сферическая; *б* – правильная полиаксонная: субсферическая; *в-е* – гомополярная (ставраксонная): *в* – дисковидная, *г* – эллипсоидальная, *д* – веретеновидная, *е* – n-лучевая; з – радиально-лучистая: *ж* – гантелевидная, *з* – лучевая; *и, к* – монаксонная (гетерополярная): *и* – субконусовидная, *к* – форма треножника; *л* – билатеральная, разнообразной формы; *м-р* – формирование иглистого скелета Aculearia: *м* –

Palacantholithidae, *н* – Palaeospiculinae, *о* – Xiphocladiellidae, *п* – Ceratoikiscidae, *р* – Albaillellata. Обозначения: *a, b, i* – основные иглы скелета.

Ставраксонные радиолярии

Класс ставраксонных радиолярий – Stauraxonaria Afanasieva et Amon, 2005 – объединяет весьма специфические формы. Это ставраксонные (монаксонные, гомополярные) (рис. 1, *в-е*; рис. 2, фиг. *а-д*) и радиально-лучевые (рис. 1, *ж, з*; рис. 2, фиг. *е-л*) радиолярии, характеризующиеся разнообразной уплощенной, выпуклой или лопастной формой скелета, внутренний каркас которого образован полой сферой, спикулой или микросферой.

Ставраксонные радиолярий отличается от всех остальных полицистин крайне разнообразной формой скелета (от уплощенной дискоидальной и субтреугольной до веретеновидной, от пирамидальной до лопастной с тремя, пятью и более лопастями) и перекрестными осями симметрии, лежащими в плоскости, перпендикулярной главной оси, что позволило нам выделить самостоятельный класс Stauraxonaria, распространенный с позднего кембрия до наших дней и объединяющий восемь отрядов ставраксонных радиолярий [3]: Palaeodiscata Afanasieva et Amon, 2005, Radiiformata Afanasieva et Amon, 2005, Pyramidata Afanasieva et Amon, 2005, Lobatiradiata Afanasieva et Amon, 2005, Pyloniata Haeckel, 1881 emend. Dumitrica, 1989, Spongurata Haeckel, 1862, Oviformata Afanasieva et Amon, 2005, Spongodiscata Haeckel, 1862.

Названные выше типы симметрии ставраксонных радиолярий – это всего лишь генерализованные схемы, служащие классификационным целям и свертыванию исходной информации в компактную форму диагноза таксона. В действительности классической симметрии у радиолярий наблюдать не удается: морфологическое многообразие скелетов образовано фигурами со смешанной симметрией. Но такие фигуры с точки зрения классической симметрии являются асимметричными, лишенными какой-либо упорядоченности.

Однако они не бесформенны, а, скорее, гармоничны в своем строении. Это касается многих деталей строения скелетов: различны длина и толщина лопастей (даже у одного экземпляра); наблюдаются нюансы в расположении и форме терминальных игл на лопастях; пластинчатая скелетная ткань по-разному облекает лучи-лопасти и прободена на лопастях разным количеством пор разного размера и формы. Существует еще довольно много деталей строения, противоречащих классической симметрии форм.

Радиоляриям присущ основной эволюционный тренд прогрессивного развития с усложнением структур скелета во времени [1-3, 7], однако стараксонарии в отдельных филах демонстрируют регрессивное развитие, чем-то напоминающее катаморфоз.

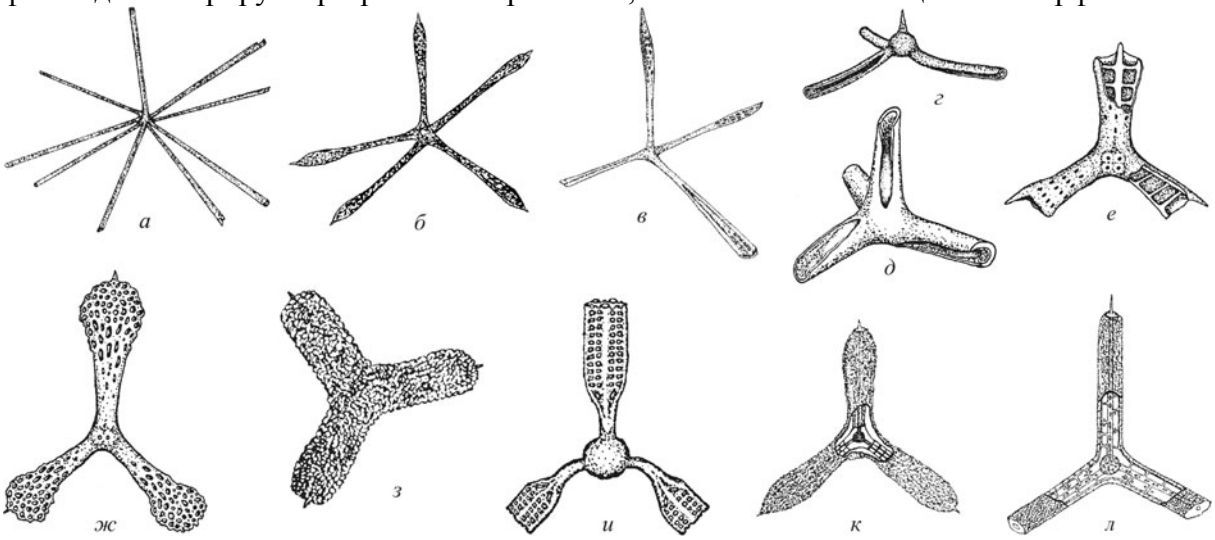


Рис. 2. Схема строения лучевых и лопастных скелетов ставраксонных

радиолярий отряда Radiiformata: а– Polyfistulidae: *Polyfistula*; *б, в* – Quadriremidae: *б* – *Quinqueremis*, *в* – *Quadriremis*; *г, д* – Ormistonellidae: *г*– *Nazarovella*, *д* – *Ormistonella*; *е* – Deflandrellidae: *Deflandrella*; *ж-л*– Latentifistulidae: *ж* – *Ishigaum*, *з* – *Latentifistula*, *и* – *Pseudotormentus*, *к* – *Latentibifistula*, *л* – *Triactofenestrella*.

Это наблюдается, например, по сокращению скелетных структур в линии развития (рис. 2, *а-е*): *Polyfistula* (семь и более лучей) → *Quinqueremis* (пять лучей) → *Quadriremis, Nazarovella*, *Ormistonella* (четыре луча) → *Deflandrella* (три луча) [1-3].

Интересно отметить, что при уменьшении (редукции) числа лучей общая симметричность скелета возрастает. Это относится к ставраксонариям с тремя лопастями, которые могут быть названы вполне симметричными: *Deflandrella, Ishigaum, Latentifistula, Pseudotormentus, Latentibifistula, Triactofenestrella* (рис. 2, *е-л*). Представители данных родов отличаются развитием радиально-лучевых форм с одной неопределенной плоскостью симметрии, относительно которой две половины объекта зеркально симметричны. Но даже в этом случае, как, впрочем, и у истинно билатерально-симметричных животных (венец эволюции по В.Н. Беклемишеву [4]), зеркальная симметрия проявляется не в абсолютной аутентичности левой и правой половинок тела, а лишь в схожести или сравнительно полной идентичности.

Заключение

История развития радиолярий с раннего кембрия до наших дней – это история выработки различных и самых разнообразных по геометрии скелетов, стремящихся к классической симметрии: сферы и сфероиды, конусы, цилиндры и многие другие причудливые формы, но с непременными элементами смешанной симметрии. Скелеты со смешанной симметрией появились в самом начале эволюции радиолярий и доминировали на всех ее этапах. Все известные типы симметрии радиолярий – это всего лишь генерализованные схемы, служащие классификационным целям и свертыванию исходной информации в компактную форму диагноза таксона.

Классическая симметрия никогда не реализуется в природных объектах с математической точностью. Живые организмы и минералы являются композиционно-сложными и структурно-совершенными иерархически организованными системами вещественно-материального мира. Поэтому уподобление скелетов радиолярий кристаллическому телу с идеальной симметрией неправомерно [2, 3]. Но главное, чем симметрия живых организмов отличаются от симметрии кристаллов – это непредсказуемостью и обязательным присутствием элементов нерациональности. Гармонии должно быть в меру. Абсолютно симметричный мир – мертвый.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Проблемы происхождения жизни и становления биосферы" и РФФИ (проект № 10-04-00143).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амон Э.О.* (2000). Система высших таксонов ставраксонных радиолярий палеозоя // Ежегодник-1999 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 3-11.
2. *Афанасьева М.С.* (2000). Атлас радиолярий палеозоя Русской платформы. М.: Научный Мир. 480 с.
3. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* (2006). Радиолярии. М.: ПИН РАН. 320 с.
4. *Беклемишев В.Н.* (1964). Основы сравнительной анатомии беспозвоночных. Т. 1. Проморфология. М.: Наука. 324 с.
5. *Жамойда А.И.* (1981). Некоторые проблемы изучения радиолярий (этапность развития, зональная стратиграфия, наименование подкласса) // Систематика, эволюция и стратиграфическое значение радиолярий. М.: Наука. С. 5–9 (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 226).
6. *Мордухай-Болтовской Д.Д.* (1936). Геометрия радиолярий // Уч. зап. Ростов. ун-та. Вып. 8. С. 1-91.
7. *Петрушевская М.Г.* (1986). Радиоляриевый анализ. Л.: Наука. 200 с.
8. *Haeckel E.* (1884). Die Geometrie der Radiolarien // Sitzungsber. Med.–Nat. Gesellsch. Jena. Bd 17. S. 104–108.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОЛЯРИЙ РОДА GLOMEROPYLE AITA ET BRAGIN

Брагин Н.Ю.
Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: bragin.n@mail.ru

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF RADIOLARIANS OF GENUS GLOMEROPYLE AITA ET BRAGIN

Bragin N.Yu.
Geological Institute RAS (GIN RAS), Moscow, e-mail: bragin.n@mail.ru

Триасовые радиолярии рода Glomeropyle Aita et Bragin [4] являются субсферическими формами с хорошо выраженным пиломом, обычно отороченным приустьевыми иглами. Внешняя оболочка является очень толстой и плотной, во внутренней полости развита семилучевая энтактиниидная спикула с короткой срединной балкой, тремя апикальными и четырьмя базальными иглами, соединенными с внутренней поверхностью стенки раковины, но не имеющими внешнего продолжения [3]. Иногда могут быть развиты внешние иглы. Представители этого рода известны только в пределах высокоширотных палеобиохорий и не встречаются в Тетической надобласти. Вследствие этого данный род известен пока из немногих местонахождений в Арктике, на Северо-Востоке Азии и в Новой Зеландии. Он может иметь стратиграфическое значение только для указанных высокоширотных регионов. Данная работа преследует цель дать первый очерк геологической истории рода Glomeropyle.

Наиболее ранние представители рода известны из нижнетриасовых (оленекских) отложений формации Кароро, развитой на юге Новой Зеландии [7]. Здесь в составе комплекса встречаются сразу 10 видов рода Glomeropyle: G. aurora Aita, G. bispinosa Hori, G. campbelli Hori, G. grantmackiei Aita, G. manihepuaensis Aita, G. waipapaensis Ait и еще 4 вида, определенных в открытой номенклатуре. Вероятно, первые представители рода появились раньше, и к оленекскому веку род Glomeropyle уже достиг значительного разнообразия. Оленекские Glomeropyle характеризуются субсферической, или округленно-многоугольной формой внешней оболочки, сравнительно тонкими и гладкими внешними иглами. Это пока единственное местонахождение раннетриасовых представителей данного рода.

Следующее по времени местонахождение рода Glomeropyle известно в верхнем анизии острова Котельный (Новосибирские острова) [5]. Здесь обнаружены Glomeropyle clavatum Bragin, G. boreale Bragin, G. manihepuaensis Aita и G. insulanum Bragin. Для этих форм характерны более массивные, часто бугристые внешние оболочки (особенно для G. clavatum), в то же время внешние иглы остаются такими же, как и у раннетриасовых форм. Анизийские представители рода известны и из Новой Зеландии, но здесь они определены только до рода и недостаточно изучены [6].

Раннеладинские Glomeropyle встречаются в Новой Зеландии в разрезе Манихепуа [4]. Здесь представлены Glomeropyle aurora Aita, G. boreale Bragin, G. poinui Aita, G. galagala Aita, G. grantmackiei Aita, G. manihepuaensis Aita G. waipapaensis Aita. Для данного комплекса характено наибольшее морфологическое разнообразие представителей рода – здесь встречаются крупнопористые, мелкопористые, иглистые и лишенные игл формы.

В ладинских отложениях Омолонского массива (разрез Джугаджак) известны находки Glomeropyle boreale Bragin и G. galagala Aita [1]. Стратиграфическое положение этих находок не вполне ясно. Они встречены совместно с комплексом аммоноидей и наутилоидей, интерпретируемым как позднеладинский [1], в то же время здесь в составе комплекса радиолярий обнаружены виды, известные в нижнем ладине,

но не распространяющиеся в верхний (Parentactinia pygnax Dumitrica, Silicarmiger costatus costatus Dumitrica, Kozur et Mostler) [1].

В верхнеладинских отложениях острова Котельный пока не удалось обнаружить представителей изучаемого рода; возможно, это вызвано плохой сохранностью [5]. Но выше, в нижнекарнийской тольще острова Котельный, данный род представлен тремя видами: Glomeropyle cuneum Bragin, G. algidum Bragin и G. aculeatum Bragin [5]. Вид Glomeropyle algidum, кроме того, известен в нижнекарнийских отложениях Омолонского массива [1] и Шпицбергена [8]. Эти формы значительно отличаются от более древних – они обладают длинными, часто трехгранными иглами.

В более молодых отложениях триаса представители рода Glomeropyle пока не известны. В верхневолжских отложениях севера Средний Сибири описан вид Glomeropyle polygonium Bragin [2]. С триасовыми формами его сближает наличие пилома, обрамленного приустьевыми иглами, округленно-полигональная форма, развитие коротких внешних игл. Внутреннее строение его пока неизвестно, и потому нельзя быть до конца уверенным в родстве этих форм с триасовыми. Не исключено, что сходство вызвано параллелизмом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брагин Н.Ю., Егоров А.Ю.* (2000). Средне- и позднетриасовые радиолярии из разреза Джугаджак (Омолонский массив). // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 8. № 4. С. 49-58.

2. *Брагин Н.Ю.* (2011). Радиолярии волжского и берриасского ярусов севера Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 19. № 2. С. 55-69.

3. *Aita Y., Takemura A., Yamakita S.* (2000). Middle Triassic pylomate Spumellaria with an initial spicule from manganese carbonate layers at Arrow Rocks, Waipapa Terrane, New Zealand. // Program with Abstract of Ninth Meeting, the International Association of Radiolarian paleontologists.. P. 14.

4. *Aita Y., Bragin N.Yu.* (1999). Non-Tethyan Triassic Radiolaria from New Zealand and Northeastern Siberia. // Geodiversitas. V. 21. No 4. P. 503-526.

5. *Bragin N.Yu.* (2011). Triassic Radiolarians of Kotel'nyi Island (New Siberian Islands, Arctic) // Paleontological Journal. V. 45. No. 7. P. 1–68.

6. *Hori R. S., Grant-Mackie J. A., Campbell H. J.,* et al. (1996). Etalian (Anisian, Middle Triassic) Radiolaria from Kaka Point, South Otago // Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication 1996, V. 91A. P. 91.

7. *Hori R.S., Campbell J.D., Grant-Mackie J.A.* (2003). Triassic Radiolaria from Kaka Point Structural Belt, Otago, New Zealand. // J. R. Soc. New Zealand. V. 33 No 1. P. 39–55.

8. Tekin U.K., Мшrk A., Weitschat W.R. (2006). Radiolarians from the Ladinian–Early Carnian Successions of Svalbard. // NGF Abstr. Proc. V. 3. P. 131–134.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО САНТОНСКИМ РАДИОЛЯРИЯМ РАЗРЕЗА У СЕЛА СТРУГАНИК (СЕРБИЯ)

Брагина Л.Г.
Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: l.g.bragina@mail.ru

NEW DATA OF SANTONIAN RADIOLARIA OF STRUGANIK VILLAGE SECTION (SERBIA)

Bragina L.G.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: l.g.bragina@mail.ru

В настоящее время на территории Сербии известны многочисленные местонахождения радиолярий триасового и юрского [1,10, 13]. Несколько лет назад в Центральном Балканском регионе установлено два местонахождения радиолярий мелового возраста. Одно из этих местонахождений находится в Западной части Сербии, в 100 км северо-западнее Белграда (рис. 1А). Присутствие комплекса радиолярий коньяка-сантона было установлено в самой нижней части разреза села Струганик [13]. В 2007 году проводились совместные сербско-российские исследования. Одним из объектов полевых работ в рамках совместного проекта был разрез села Струганик, который и был детально опробован на радиолярии. В настоящей работе приводится описание нижней части разреза, где впервые установлено присутствие остатков радиолярий. Координаты самых низов разреза N 44° 11' 25,7" E 020° 06' 03,9" (рис. 1Б). Снизу вверх обнажаются:

1. Известняки глинистые и мергели светло-серые и белые тонкоплитчатые, с редкими прослоями пластовых конкреций темно-серого и кремово-серого кремня. Мощность 4 м.

В 1,3 м выше подошвы слоя 8 (обр. 30-5) встречен комплекс радиолярий: Alievium praegallowayi Pessagno, Archaeocenosphaera ? mellifera O'Dogherty, Archaeospongoprunum nishiyamae Nakaseko et Nishimura, Ar. salumi Pessagno, Alievium praegallowayi Pessagno, Crucella plana Pessagno, Halesium sp. ex gr. H. diacanthum (Squimabol), Hexapyramis (?) perforatum Bragina, Paronaella spica Bragina, Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno, Spongosaturninus ellipticus Campbell et Clark, Vitorfos brustolensis (Campbell et Clark), V. campbelli Pessagno, V. morini Empson-Morin, Afens perapediensis Bragina, Clathropyrgus titthium (Riedel et Sanfilippo), Heliocryptocapsa sp., Theocampe urna (Foreman), Theocoronium ornatum Bragina, Vistylaria magna Gorka.

В 0,2 м ниже кровли слоя (обр. 30-6) продолжает существование ассоциация радиолярий, встреченная на уровне обр. 30-5.

2. Калькаренитысерые, массивные. Мощность 0,5 м.
3. Известняки, реже мергели, светло-серые и белые, тонкоплитчатые, в верхней части слоя с пластовыми темно-серыми кремнями. Мощность 1,5 м.
4. Калькаренитысерые, массивные. Мощность 0,5 м.
5. Известняки белые и светло-желтовато-серые массивные, с раковистым изломом, с частыми стилолитовыми швами, с округлыми концентрического строения конкрециями серого кремня. Мощность 1,2 м.
6. Известняки светло-серые и белые тонкоплитчатые. В основании слоя пласт светло-желтовато-серых кремней. Мощность 0,5 м.
7. Калькарудиты и калькаренитысерые, массивные, с градационной слоистостью. Мощность 0,4 м.
8. Известняки белые и светло-желтовато-серые, массивные и неясноплитчатые, со стилолитовыми швами, с горизонтом светло-желтовато-серого кремня. Мощность 1 м.

В 0,5 м выше подошвы слоя (обр. 30-9) встречен комплекс радиолярий: Alievium praegallowayi Pessagno, Archaeocenosphaera ? mellifera O'Dogherty, Archaeospongoprunum nishiyamae Nakaseko et Nishimura, Ar. salumi Pessagno, Crucella espartoensis Pessagno, Cr. robusta Bragina, Hexapyramis (?) perforatum Bragina, Multastrum robustum Bragina, Paronaella spica Bragina, Pseudoaulophacus praefloresensis Pessagno, Saturnalis deiropede Foreman, Spongosaturninus ellipticus Campbell et Clark, Vitorfos brustolensis (Campbell et Clark), V. campbelli Pessagno, V. morini Empson-Morin, Afens perapediensis Bragina, Clathropyrgus titthium (Riedel et Sanfilippo), Heliocryptocapsa sp.1, Microsciadiocapsa macropora Bragina, M. (?) elegantissima Bragina, Neosciadiocapsa agarkovi Vishnevskaya, Theocampe urna (Foreman), Theocoronium ornatum Bragina, Vistylaria magna Gorka, Cuboctostylus sp. ex gr. C. pontidus Bragina.

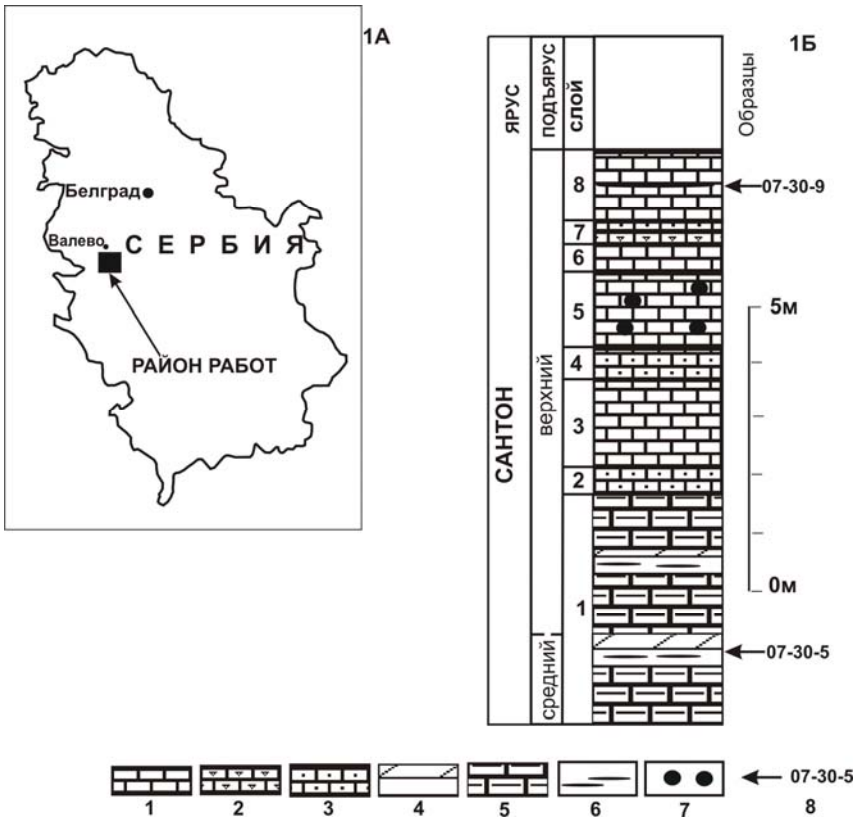


Рис. 1. Местонахождение района работ в Сербии (А) и литологическая колонка отложений среднего сантона–верхнего сантона разреза Струганик (Б). Обозначения: 1 – известняки; 2 – калькарудиты; 3 – калькаренииты; 4 – мергели; 5 – известняки глинистые; 6 – стяжения кремней; 7 – конкреции кремней; 8 – уровни отбора результативных образцов.

Итак, в результате проведенного исследования на нескольких уровнях опробованного на радиолярии разреза было установлено присутствие остатков радиолярий хорошей и средней сохранности.

Комплекс 1 (обр. 30-5 и 30-6) включает ряд стратиграфически важных видов. В комплексе присутствует Alievium praegallowayi Pessagno – вид-индекс зоны коньяка Калифорнии (однако следует отметить, что этот вид продолжает существование и в сантоне) [12]. Вид Theocampe urna (Foreman) характеризует сантон [11]. Особо следует отметить присутствие Afens perapediensis, время существования которого ограничено в пределах сантона [4], рода Heliocryptocapsa, который характерен для кампана, но отдельные виды встречаются и в отложениях верхнего сантона Горного Крыма [6]. В комплексе присутствуют виды Spongosaturninus ellipticus Campbell et Clark и Clathropyrgus titthium (Riedel et Sanfilippo), характерные для сантона и кампана Калифорнии [8, 12] и продолжающие существовать в кампане Средней Пацифики [9]. Совместное присутствие вышеперечисленных видов при отсутствии Amphipyndax pseudoconulus (Pessagno) (вид-индекс одноименной зоны кампана низких широт) и Crucella espartoensis Pessagno (вид-индекс одноименной зоны кампана Калифорнии) позволяет предполагать, что возраст анализируемого комплекса средний сантон–поздний? сантон [12].

Комплекс 2 (обр. 30-9) содержит все виды предыдущего комплекса за исключением видов: Crucella plana Pessagno, Halesium sp. ex gr. H. diacanthum (Squimabol). Комплекс обр. 30-9 включает 7 видов, не встреченных ниже по разрезу: Crucella espartoensis Pessagno, Multastrum robustum Bragina, Saturnalis deiropede

Foreman, Microsciadiocapsa macropora Bragina, M. (?) elegantissima Bragina, Neosciadiocapsa agarkovi Vishnevskaya, Cuboctostylus sp. ex gr. C. pontidus Bragina. Следует упомянуть представителя рода Multastrum Vishnevskaya (M. robustum Bragina), который входит в региональные схемы как низких, так и умеренных широт [3]. Особо следует отметить присутствие стратиграфически важного вида Crucella espartoensis Pessagno, характеризующего отложения верхнего сантона–кампана Калифорнии и являющегося видом-индексом одноименной зоны кампана [12]. Поскольку вид Amphipyndax pseudoconulus (Pessagno) отсутствует, но уже присутствует Cr. espartoensis Pessagno, возраст комплекса в пределах позднего сантона.

Итак, в результате проведенного исследования установлено два комплекса радиолярий: 1 – среднего сантона–позднего? сантона; 2 – позднего сантона. Анализ видового состава комплекса 2 позволяет установить многочисленные виды, характерные для одновозрастного комплекса Горного Крыма (например: Afens perapediensis Bragina Multastrum robustum Bragina и Clathropyrgus titthium (Riedel et Sanfilippo) [4, 6]. В обоих комплексах присутствует вид Theocoronium ornatum Bragina, ранее известный только в отложениях сантона–кампана Северо-Западной Камчатки [2]. В обоих комплексах из карьера Струганик многочисленны виды широкого географического распространения: Saturnalis deiropede Foreman, Spongosaturninus ellipticus Campbell et Clark, Vitorfos brustolensis (Campbell et Clark), V. campbelli Pessagno, V. morini Empson-Morin, – характерные как для умеренных, так и для низких широт. Таким образом, отложения среднего и верхнего сантона села Струганик легко коррелируются с одновозрастными им отложениями низких и умеренных широт.

Работа выполнена при поддержке Программы РФФИ- грант № 12-05-00690.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брагин Н. Ю., Брагина Л.Г., Джерич Н.* (2011). Триасовые и юрские радиолярии из блоков в офиолитовом меланже в районе горы Авала (окрестности Белграда, Сербия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Том 19. № 5. С. 1-10.

2. Брагина Л.Г. (1991). Радиолярии в отложениях быстринской свиты сантона–кампана северо-западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 7. С. 129-136.

3. *Брагина Л.Г.* (2009). Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений Горного Крыма и Западно-Сахалинских гор. Статья 1. Биостратиграфическое расчленение и корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 17. № 3. С. 89-103.

4. *Брагина Л.Г., Вишневская В.С.* (2007). Новые виды меловых радиолярий рода Multastrum Vishnevskaya и их палеобиогеографическое распространение // Палеонтол. журн. Т. 41. № 6. С. 1-6.

5. *Вишневская В.С.* (1991). Новые представители мезозойских радиолярий // Владивосток: ТОИ. Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозоя Дальнего Востока. С. 89-99.

6. *Корчагин О. А., Брагина Л. Г., Брагин Н. Ю.* (2012). Планктонные фораминиферы и радиолярии сантонских отложений горы Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. № 1. С. 1-25.

7. *Bragina L.G.* (2004). Cenomanian–Turonian radiolarians of Northern Turkey and the Crimean Mountains // Paleontol. J. V. 38. Suppl. 4. P. 325-456.

8. *Campbell A. S., Clark B. L.* Radiolaria from the Upper Cretaceous of Middle California // Special Paper Geol. Soc. Amer. 1944. № 57. P. 1-61.

9. *Empson-Morin K.M.* (1981). Campanian Radiolaria from DSDP Site 313, Mid-Pacific Mountains // Micropaleontol. V. 27. № 3. P. 249-292.

10. *Djeric N., Gerzina N.* (2008). Late Triassic radiolarians from the Ovar–Kablar Gorge (SW Serbia) // Geoloљki anali Balkanskoga poluostrva. V. 69. P. 39–47.

11. *Hardenbol J., Thierry J., Farrey M. B.,* et al. (1998). Cretaceous sequence chronostratigraphy, SEPM. Sp. Publ.V.60.

12. *Pessagno E.A., Jr.* (1976). Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontol. Spec. publ. № 2. P. 1-96.

13. *Vishnevskaya V., Djeric N., Zakariadze G.S.* (2009). New data on Mesozoic Radiolaria of Serbia and Bosnia, and implications for the age and evolution of oceanic volcanic rocks in the Central and Northern Balkans // Lithos. V. 108. № 1–4. P. 72–105.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ И СПИКУЛЫ КРЕМНЕВЫХ ГУБОК: СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ

Вишневская В.С.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: valentina@ilran.ru

LATE CRETACEOUS RADIOLARIANS and SPONGE SPICULES: SIMILARITY AND DIFFERENCE

Vishnevskaya V.S.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: valentina@ilran.ru

Анализ эволюционной модели видового биоразнообразия радиолярий [1, 2] позволил установить не только общее прогрессивное развитие биоразнообразия, но и внезапное изменение строения и формы игл (рис. 1) в раннем мезозое [5], которое было непродолжительным, а также показал прогрессивное уменьшение общего числа камер, размера скелета, количество постабдоминальных камер в конце мела и кайнозое, что, вероятно, связано с несколькими абиотическими факторами, среди которых аноксийные события, похолодание и даже изменение уровня океана, когда организмы вынуждены постоянно приспосабливаться к среде и изменяющимся условиям, завоевывая новые экологические ниши. Не исключено, что эволюция радиолярий от бентоса к планктону вызвана изменением глубины бассейнов и другими причинами.

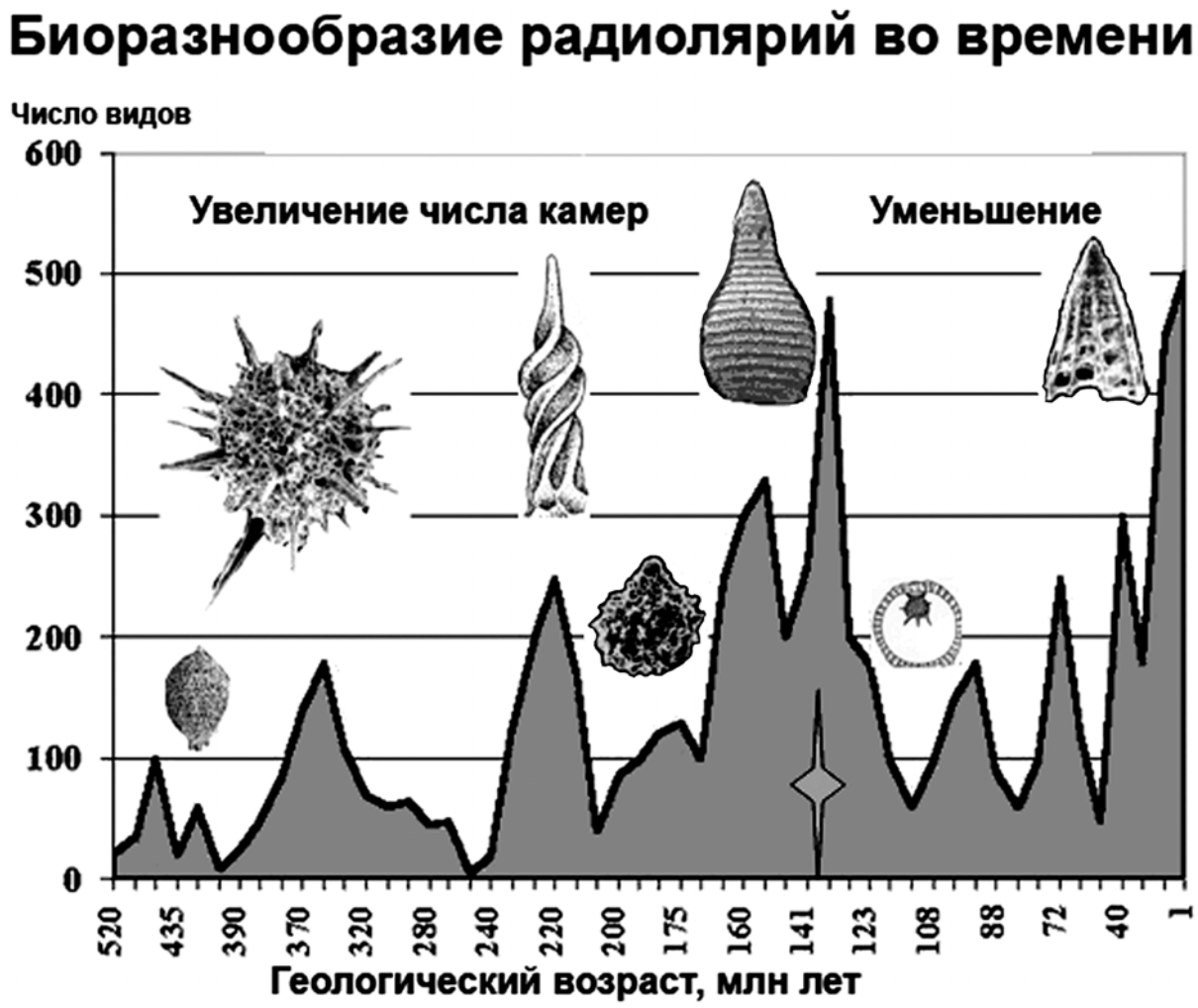


Рис. 1. Кривая биоразнообразия радиолярий в геологическом времени.

Древнейшие радиолярии семейства Echidninnidae [6, 9] изначально были отнесены не к Radiolaria, а к Porifera, в то же время многочисленные формы, принадлежащие Sterraster sp., очень часто относили к Radiolaria [7, 8].

Выполненное сравнение деталей строения кремневых микроспикул губок со спикулами и иглами радиолярий [4] подтверждает предположение о возможном происхождении радиолярий от бентоса. Недавно было показано, что наиболее древние спикулы кремневых губок принадлежат стеклянным губкам класса Hexactinellida (протерозой – ныне). В процессе геологической эволюции радиолярии, завоевывая океанские просторы, избавились от тяжеловесной спикулы. Действительно, у первых иглистых и затем сферических радиолярий все спикулы были направлены к центральному ядру подобно устройству микроспикул кремневых губок. Губки, оставаясь бентосом, сохранили макро и микроспикулы (таблица, фиг. 1-5), но сделали их значительно более изящными. Так, в раннем палеозое спикулы массивные, в позднем мезозое более пропорциональные, а в кайнозое – изящные.

Исследование радиолярий, спикул и микроспикул губок из позднемеловых кремнистых осадков скв. 22 восточного склона Полярного Урала, а также трепелов, собранных в бассейнах рек Кара, Сааяха, Сибирчата-Яга, Большая Вануйта [3] из кластических даек в зювитах Карского кратера (Ямало-Ненецкого округа России), показали, что те и другие имеют сходные размеры (таблица) и близки по минеральному составу. У Spummellaria (таблица, фиг. 6,7,9) все иглы, подобно спикулам Sterraster [4], направлены внутрь сферы.

Полученные данные позволяют понять некоторые принципы организации спикул кремневых губок и радиолярий, придающие им такие специфические биологические свойства и функции, как гибкость и крепость, которые обусловили выживание их в абиссальных зонах Мирового океана.

Автор выносит искреннюю благодарность А.С.Алексееву (МГУ) за образцы позднемеловых трепелов Сибирчата-Яга [4].

Статья подготовлена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00690 и Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюции гео-биологических систем».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вишневская В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС. 2001. 376 с.

2. *Вишневская В.С.* Эволюция видового биоразнообразия меловых радиолярий высокоширотных палеобиохорий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. № 2. С.112-123.

3. *Вишневская В.С., Алексеев А.С.* Первые данные о возрасте комплексов радиолярий из осадочных даек в зювитах Карской астроблемы // ДАН 2008. Т.423. № 5. С.645-650.

4. *Вишневская В.С., Дубинина Е.О., Мохов А.В.* Загадочное строение некоторых спикульных элементов губок, радиолярий и нанотехнологии. Сборник научных трудов Палеонтологического общества Национальной Академии наук Украины. Киев, 2009. С.78-81, 448-453.

5. *Юдин В.В., Вишневская В.С., Курилов Д.В.* Офиолитовые радиоляриты Крыма и их значение в геодинамике Мезотетиса // Доклады РАН, 2009. Т. 429. № 1. С.89-93.

6. Bengtson S. Siliceous microfossils from the Upper Cambrian of Queensland // Alcheringa, 1986. № 10. P. 195-216.

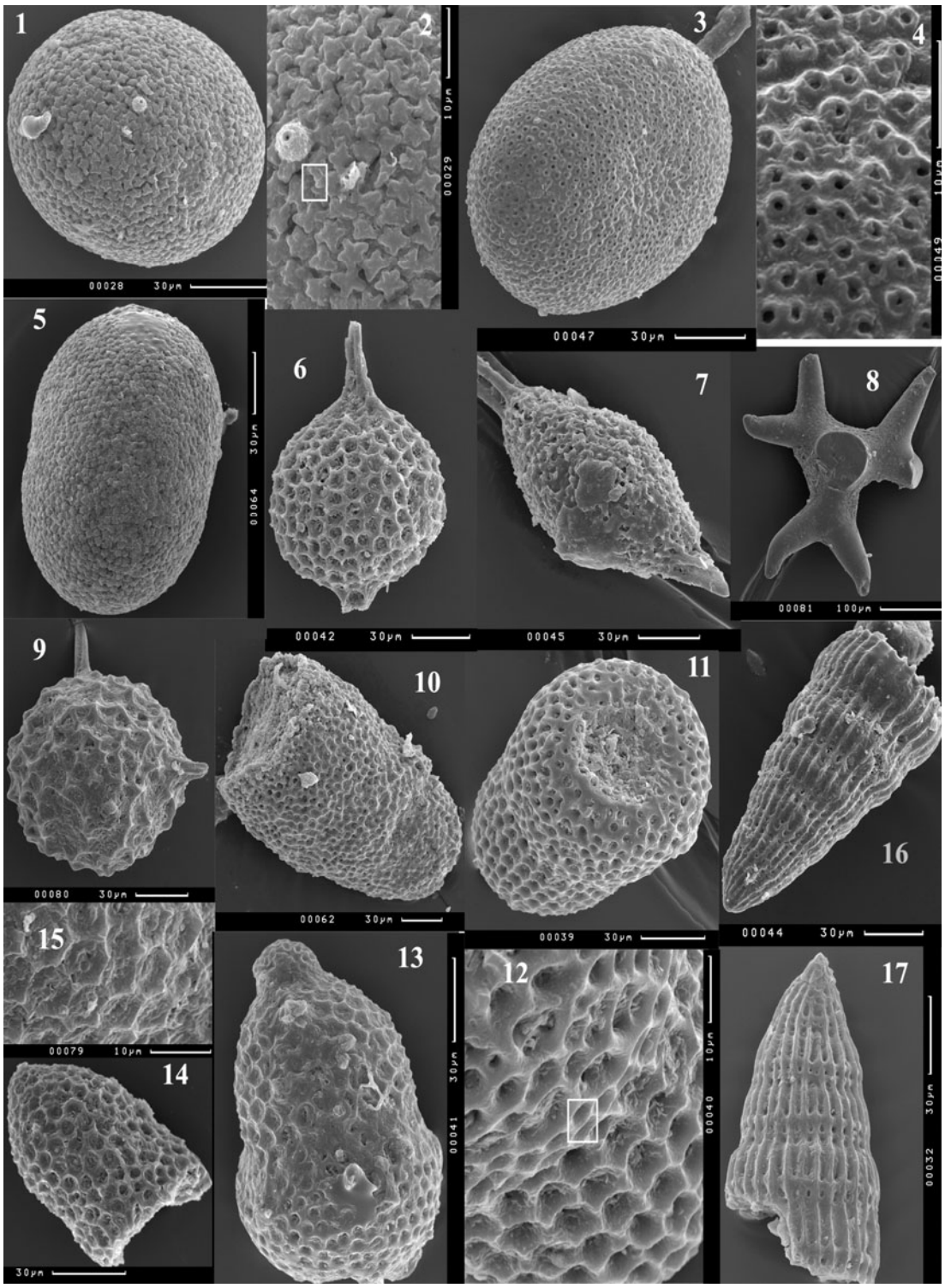
7. Inoue M., Iwasaki Y. A problematic microorganism similar to the Sterraster of Sponges. Proc. Japan Acad. 1975. V. 51(4), P. 273-278.

8. Mьller W. E. G., Schwertne H., Mьller I. 2004. Porifera – a reference phylum for evolution and bioprospecting: the power of marine genomics. Keio Journ. Med., V. 53, N. 3. P. 159-165.

9. Won M.-Z., Below R. 1999. Cambrian radiolarians from the Georgina Basin, Queensland, Australia. Micropaleontology, V. 45, N. 4. P. 325-363.

Таблица. Микроспикулы губок и радиолярии из позднемеловых кремнистых осадков бассейна реки Сибирчата-Яга (побережье Карского моря Ямало-Ненецкий округ России). 1-7, 10-13, 16-17 – обр. СЯ-2-5/2; 8, 9, 14, 15 - обр. СЯ-1-4/14.

1-5. Микросклеры кремневых губок. 1 – Sterraster sp. 2 – Sterraster sp., деталь, демонстрирующая звездчатую поверхность сфероидной микросферы. 3 - Sterraster sp. 4 - Sterraster sp., деталь, демонстрирующая дырчатую поверхность овальной микросферы. 5 - Sterraster sp. 6 –Stylosphaera pusilla Campbell et Clark. 7– Archaeospongoprunum sp. 8 – Многоосная спикула. 9 – Praeconocaryomma sp. 10 – Spongopyle trabeata Renz. 11– Theocapsomma comys Foreman. 12 – Деталь строения стенки Theocapsomma comys Foreman. 13 – 15 - Theocapsomma animula (Gorbovetz). 16 – Dictyomitra multicostata Zittel. 17 – Dictyomitra striata Lipman.



ТИТОН-БЕРРИАССКИЕ, ВАЛАНЖИНСКИЕ И АПТ-РАННЕАЛЬБСКИЕ РАДИОЛЯРИИ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИХ ГОР

В.С. Вишневская
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: valentina@ilran.ru

TITHONIAN-BERRIASIAN, VALANGINIAN AND APT-EARLY ALBIAN RADIOLARIAN ASSEMBLAGES THE EASTERN SAKHALIN MOUNTAINS

V.S. Vishnevskaya
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: valentina@ilran.ru

ВВЕДЕНИЕ

Радиолярии валанжина и позднего апта-альба тетического облика ранее на территории бывшего СССР были известны в Крыму, на Кавказе и в Карпатах [2] . Монографическое описание валанжинских и позднеапт-альбских радиолярий Кавказа было выполнено Х.Ш. Алиевым [1] с приложением рисунков от руки (поскольку работы велись до внедрения в практику сканирующего микроскопа). Радиолярии характерные только для аптского яруса, на территории России не были известны вообще [8]. В связи с выше изложенным находки не только валанжинских, но и апт-альбских радиолярий на Восточном Сахалине сходных с кавказскими формами имеют большое научное значение.

МАТЕРИАЛ

Первые результаты исследования радиолярий на Восточном Сахалине позволили выявить четыре новые раннемеловые радиоляриевые ассоциации: берриасскую, валанжинскую, барремскую и апт-раннеальбскую [3, 7], которые были существенно дополнены последующими исследованиями [4, 5]. В данной работе приводится сравнительная характеристика валанжинской и апт-альбской радиоляриевых ассоциаций из Восточно-Сахалинских гор, имеющих наибольшее сходство с одновозрастными комплексами с Большого Кавказа [1].

МЕТОДЫ

Радиолярии извлечены из кремнистых туфов с помощью химического препарирования 3-10% фтористоводородной кислотой и изучены с применением новых методов. Именно благодаря изучению объемных форм радиолярий в сканирующем электронном микроскопе удалось значительно уточнить возраст радиоляриевых ассоциаций Восточного Сахалина. Возрастные интервалы распространения видов даны по работам Х.Ш. Алиева [1] и по классическим работам по мезозою [10].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На территории Восточно-Сахалинских гор широко распространены вулканогенно-кремнистые отложения, изобилующие радиоляриями, объединенные в хорошо известную специалистам набильскую серию, выделенную И.Б.Плешаковым в 1956 г. [6, 9]. До начала 70-х гг. всеми исследователями Сахалина образования, слагающие набильскую серию, считались палеозойскими. В конце 50-х годов А.И. Жамойда, изучая радиолярии Восточно-Сахалинских гор, впервые сделал заключение о мезозойском возрасте пород набильской серии. В 1963 г. по радиоляриям из северной части Восточно-Сахалинских гор Р.Х. Липман определила триасово-раннемеловой возраст образований, считавшихся ранее палеозойскими (Казинцова, 1988). Позднее А.И. Жамойда (1972) выделил набильский комплекс радиолярий, возрастной интервал которого был принят в пределах поздней юры - раннего мела (остринская свита и низы хойской свиты). Таким образом, благодаря определениям радиолярий, выполненным Р.А. Липман и А.И. Жамойдой по шлифам, возраст серии был переопределен как юра – нижний мел. Затем более узкий возрастной интервал альб-турон был предложен

Л.И.Казинцовой на основе изучения радиолярий в шлифах [6]. В кремнях набильской серии (на р. Пиленге и р. Ивашке) Н.Ю.Брагиным были отмечены валанжин-барремские радиолярии, а в кремнистых алевропелитах и терригенных алевролитах – альб-сеноманские [4, 5].Вопрос о возрасте серии до сих пор остается дискуссионным, так как слагающие породы бедны органическими остатками, а исследования радиолярий в шлифах дали большой разброс по возрасту. Не исключено, что из-за сложного тектоностратиграфического строения в пределах так называемой набильской серии могут присутствовать вулканогенно-кремнистые образования различного возраста. Так, по данным С.В.Зябрева [4, 5] по радиоляриям в Набильской зоне возраст кремней устанавливается в пределах от титона- валанжина до баррема, а возраст кремнистых и туфогенно-кремнистых алевропелитов охватывает интервал от раннего апта до среднего альба, в то время как возраст турбидитов в восточной части зоны средне-позднеальбский. Проведенные нами исследования радиолярий, выделенных путем химического препарирования из яшм и кремней, показали наличие в кремнистых толщах набильской серии и других возрастных интервалов. Поскольку в предыдущих работах по возрасту юрско-меловых кремнистых толщ набильской серии Сахалина [6, 8] фотоизображения радиолярий не приводились, здесь предлагаются фотографически задокументированные валанжинская и апт-альбская радиоляриевые ассоциации.

Титонская радиоляриевая ассоциация (табл. 1) происходит из туфогенных кремней Скалистого хребта бассейна р. Чамгу (обр. 114), и включает Orbiculiforma lawreyensis Pessagno, Triactoma mexicana Pessagno and Yang, Podobursa tricolocapsa Foreman, Triversus tsunoensis Aita et al. Возраст определен по первому появлению Orbiculiforma lawreyensis в позднем титоне [10].

Берриасская радиоляриевая ассоциация (табл. 1) происходит из криптокристаллических яшм бассейна р. Веба (обр. 102-1), которые ранее относили к верхнепалеозойско-мезозойской далдаганской серии. Возраст ассоциации определен на основании первого появления Archaeodictyomitra excellens (Tan) sensu stricto (распространение берриас-готерив, всесветно) и Pseudodictyomitra depressa Baumgartner (берриас-валанжин).

Валанжинская (табл. 1) радиоляриевая ассоциация происходит из зеленых кремней бассейна р. Пиленга (обр. 61), которые ранее относили к верхнепалеозойской (?) или предположительно меловой ивашкинской свиты или ивашкинской олистостромовой толще сеноман-туронского возраста [4]. Возраст ассоциации определен на основании совместного присутствия Xiphosphaera chabakovi Aliev (валанжин, Кавказ), Cenodiscaella nummulitica Aliev (берриас-валанжин, Кавказ) и Pseudodictyomitra depressa Baumgartner (берриас-валанжин).

Барремская радиоляриевая ассоциация происходит из кремнистых туффитов юрско-меловой остринской свиты из разрезов по рекам Правый Набиль и Набиль (обр. 2-18), Пиленга (обр. 70) и характеризуется совместным присутствием Trisyringium capellinii Vinasa (верхний баррем-апт) и Cryptamphorella clivosa (Aliev) (верхний баррем-средний апт).

Апт-альбская радиоляриевая ассоциация (табл. 2) происходит из туфогенных кремнистых пород хойской свиты из бассейна р. Правый Набиль (обр. 1-15, 1-12, 1-11) и характеризуется присутствием Dictyomitra communis (Squinabol) (баррем?-апт-ранний альб), D. gracilis (Squinabol) (альб-сеноман, всесветно), Pseudodictyomitra lodogaensis Pessagno (апт – альб) и др.

ВЫВОДЫ

Апт-раннеальбская ассоциация не имеет ни одного вида общего с теми, что были установлены Л.И. Казинцовой в отложениях хойской свиты [6], но по таксономическому составу она обнаруживает сходство с одновозрастными

комплексами апт – альба Большого Кавказа. Радиоляриевые ассоциации раннего мела, установленные на Сахалине, вероятно, формировались в пограничной или так называемой экотонной зоне между соседними экосистемами, поскольку содержат огромное количество тетических видов, в то время как титонские представлены преимущественно тихоокеанскими видами.

Статья подготовлена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00690 и Программы Президиума РАН «Происхождение биосферы и эволюции гео-биологических систем».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алиев Х.Ш.* (1965). Радиолярии нижнемеловых отложений Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АНАзССР, 165с.

2. *Вишневская В.С.* (2001). Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 376 с.

3. *Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В.* (2003). Первые данные о баррем-альбских радиоляриевых ассоциациях Восточного Сахалина. ДАН, т.392, №6, С.787-791.

4. *Зябрев С.В.* (2004.) Структура и стратиграфия центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы. Тихоокеанская геология. Т. 23. № 1. С.53-61.

5. *Зябрев С.В., Пересторонин А.Н., Жаров А.Э.* (2004). Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо. Тихоокеанская геология. Т. 23. № 1. С.53-61.

6. *Казинцова Л.И.* (1988). Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиолярий. Тихоокеанская геология. №2. С. 90-96.

7. *Курилов Д. В., Вишневская В.С.* (2011). Раннемеловые радиоляриевые ассоциации Восточно-Сахалинских гор // Стратиграфия. Геологическая корреляция, том 19, № 1, с. 47–64.

8. Практическое руководство по микрофауне. (1999). Радиолярии мезозоя. СПб.: Недра, 272с.

9. Стратиграфический словарь СССР. (1979). Триас-мел. Л.:Недра, 592с.

10. *De Wever P., Dumitrica P., Caulet J.P., et al.* (2001). Radiolarians in the Sedimentary Records, Amsterdam. 533p.

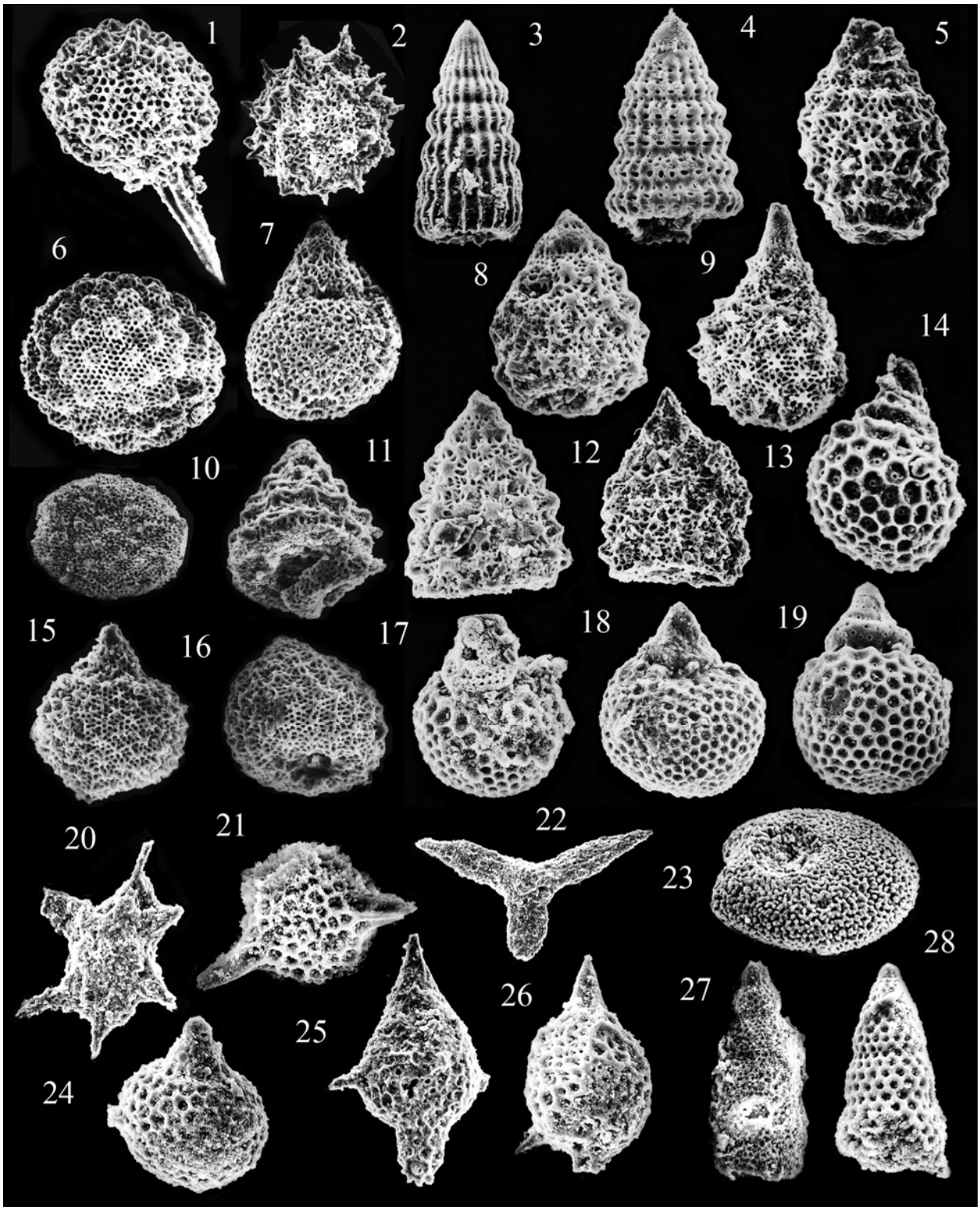


Таблица 1. Титонская (20-28), берриасская (1-19) и валанжинская (1-6) радиоляриевые ассоциации Восточно-Сахалинских гор. Увеличение 150.

1 – Acaeniotyle sp. 2 – Praeconocaryomma haeckeli (Aliev). 3 - Archaeodictyomitra tumandae Dumitrica. 4 - A. leptocostata (Wu and Li). 5 - Tethysetta usotanensis (Tumanda). 6 – Cenodiscaella numulitica (Aliev), 7, 15, 16 – Syringocapsa lucifer Baumgartner. 8 - Stichocapsa altiforamina Tumanda. 9 - Mirifusus chenodes (Renz). 10 - Godia sp. 11, 12 – Xitus cf. robustum Wu. 13 - Mirifusus appeninicus Jud. 14, 19 - Sethocapsa pseudouterculus Aita. 17 - S. zweili Jud. 18 - S. kitoi Jud. 20 - Hexinastrum ? sp. 21 - Triactoma mexicana Pessagno and Yang. 22 - Tritrabs sp. 23 - Orbiculiforma lowreyensis Pessagno. 24 - Zhamoidellum ? ovum Dumitrica. 25, 26 - Podobursa tricola Foreman. 27 - Stichomitra cf. tairai Aita. 28 - Triversus tsunoensis (Aita).

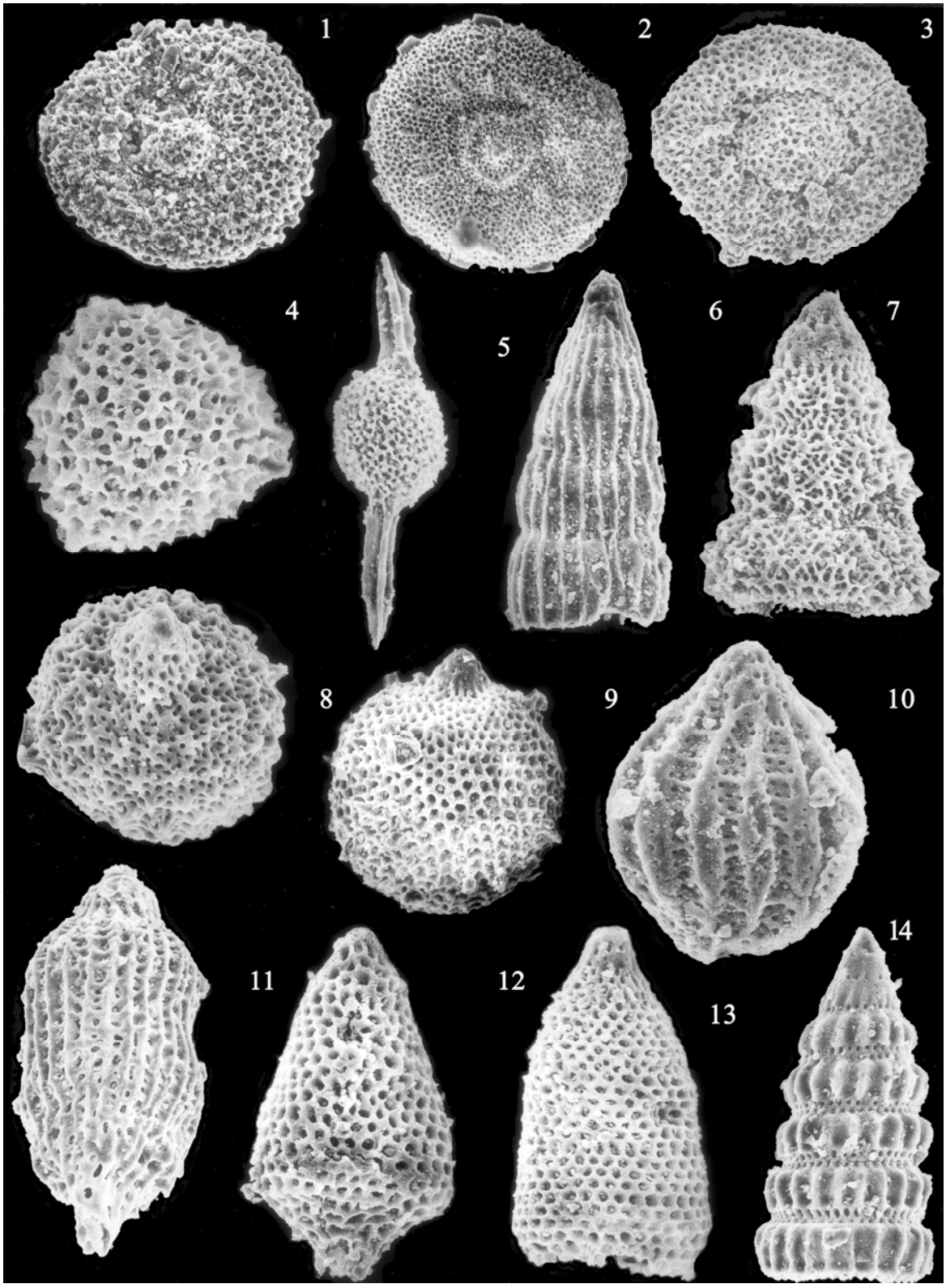


Таблица 2. Апт-раннеальбская радиоляриевая ассоциация Восточного Сахалина.

1 - Godia pelta O'Dogherty, Ч130; 2 - Godia decora (Li et Wu), Ч100; 3 - Godia tecta (Tumanda), Ч110; 4 - Alievium cf. sculptus (Squinabol), Ч190; 5 - Archaeospongoprunum patricki Jud, Ч180; 6 - Dictyomitra cf. montisserei (Squinabol), Ч150; 7 - Xitus aff. clava (Parona), Ч160; 8 - Hiscocapsa grutterinki (Tan), Ч200; 9 - Hiscocapsa asseni (Tan), Ч130; 10 - Turbocapsa aff. costata (Wu), Ч200; 11 - Thanarla sp. 1, Ч110; 12, 13 - Amphipyndax mediocris (Tan): 12 - Ч200, 13 - Ч160; 14 - Pseudodictyomitra paronai (Aliev), Ч150.

ПРЕДСТАВИТЕЛИ STYLOTRIAENINAE (SPONGIOSPICULA) ИЗ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Иванова Т.А.
НИИ геологии Днепропетровского национального университета имени Олеся Гончара, Днепропетровск, Украина, e-mail: ivanovatatyana@rambler.ru

SPECIMENS OF STYLOTRIAENINAE (SPONGIOSPICULA) FROM EOCENE DEPOSITS OF MIDDLE DNIEPER AREA

Ivanova T.A.
Research Institute of Geology of Oles Honchar Dnipropetrovsk National University, Dnipropetrovsk, Ukraine, e-mail: ivanovatatyana@rambler.ru

Среди эоценовых отложений Северной Украины широко развиты бескарбонатные породы, основной (часто единственной) палеонтологической составляющей которых являются спикулы кремневых и кремнероговых губок. На данной территории спонгиофоссилии хорошо изучены [1]. Исключение составляют районы Среднего Приднепровья: юго-восточная часть Днепровско-Донецкой впадины и сопредельная с ней часть Украинского щита. В работах, посвященных исследованию эоценовых отложений этого региона, указывалось присутствие спикул без определения их видового состава [3, 4 и др.]. В последнее время появились новые данные спикульного анализа, подтверждающие распространение в Среднем Приднепровье образований среднего и верхнего эоцена [2, 5]. Эти отложения, представленные глауконитсодержащими песчаными и песчано-глинистыми породами, охарактеризованы разнообразными, в основном одноосными и четырехосными спикулами. Последние преобладают, среди них массово встречаются кальтропы, дихо-, мезо-, филотриены, тетракрепидные десмы и др. В комплексах из мелководных фаций обуховской свиты верхнего эоцена особо заметны крупные триены с манубриумом, имеющим своеобразное утолщение. Подобные спикулы выделены М.М. Иваником в морфоподсемейство Stylotriaeninae, объем которого составляют морфороды *Prostylotriaena, Plagiostylotriaena, Orthostylotriaena* [1].

Изучение новых материалов подтвердило руководящее значение представителей Stylotriaeninae для датирования верхнеэоценовых (обуховских) отложений Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины, а также позволило расширить объем данного морфоподсемейства. В настоящей работе приведены описания некоторых стилотриен из обуховской свиты Среднего Приднепровья, в том числе новых таксонов: *Orthodichostylotriaena* gen. nov., *Orthodichostylotriaena rara* sp. nov.

В основу исследований легли материалы картировочного бурения на территории Днепропетровской области (палеодепрессии Украинского щита, прибортовая часть Днепровско-Донецкой впадины). Извлечение микрофауны осуществлено по стандартным методикам. Определение систематического состава спикул проведено при помощи микроскопа МБС-1 в соответствии с методикой спикульного анализа и паратаксономической классификацией М.М. Иваника [1]. Изученные образцы хранятся в коллекции НИИ геологии Днепропетровского национального университета имени Олеся Гончара. Фотографии спикул губок выполнены цифровым фотоаппаратом Nikon Coolpix 4800.

Морфотип Spongiospicula
Морфокласс Megasclera S. Ridley, A. Dendy, 1887
Морфоотряд Tetraxonida W. Sollas, 1888
Морфоподотряд Tetractinina W. Sollas, 1882
Морфосемейство Triaenidae W. Sollas, 1888

Морфоподсемейство Stylotriaeninae Ivanik, 2003
Морфород *Prostylotriaena* Ivanik, 2003

Prostylotriaena cava Ivanik, 2003
Таблица *I*, фиг. *1*

2003. *Prostylotriaena cava* Ivanik: Иваник, с. 126, табл. IV, рис. 16.

Материал. 20 экземпляров.

Описание. Крупная четырехлучевая спикула, имеющая морфологические признаки простилотриены. Ветви кладома короткие, утолщенные в основании и заостренные на концах, прямые или несколько изогнутые к середине кладома, напоминают коготки (фиг. *1*); с осью манубрима составляют угол более 160є. Манубриум длинный, прямой или слегка изогнутый, массивный, вблизи кладома – закругленный, вздутый, на противоположном конце – заостренный. Стенка прозрачная. Хорошо просвечивают центральный канал манубриума и канальчики ветвей.

Размеры, мкм. Максимальная толщина манубриума 200–240, длина – более 2500, толщина ветвей в их основании 125–130, длина ветвей 125–200.

Изменчивость. Основные признаки стабильны. Наблюдаются некоторые колебания размеров и характер изогнутости ветвей и манубриума, которые могут быть прямыми или несколько изогнутыми.

Сравнение. Найденные экземпляры почти не отличаются от типового морфовида, иногда имеют более массивные ветви. От других стилотриен (*Prostylotriaena determinata* Ivanik, *Orthostylotriaena absurda* Ivanik, *Orthodichostylotriaena rara* sp. nov.) отличается строением кладома, формой ветвей, более утолщенным манубриумом.

Местонахождение. Днепропетровская область, с. Спасское Новомосковского района, скв. 1, обуховский региоярус верхнего эоцена.

Стратиграфическое и географическое распространение. Встречается в мелководных фациях обуховской свиты прибортовых частей Днепровско-Донецкой впадины и палеодепрессий Украинского щита.

Морфород *Plagiostylotriaena* Ivanik, 2003
Plagiostylotriaena determinata Ivanik, 2003
Таблица *I*, фиг. *2*

2003. *Plagiostylotriaena determinata* Ivanik: Иваник, с. 126, табл. IV, рис. 8, 9.

Материал. 20 экземпляров.

Описание. Крупная четырехлучевая спикула. Имеет основные морфологические признаки, характерные для плагиостилотриен. Ветви кладома прямые, короткие, утолщенные в основании, заостренные на концах, напоминают небольшие конусы; с осью манубрима составляют угол менее 160є (в среднем 100–140є). Манубриум длинный, утолщенный, закругленный со стороны кладома и заостренный на противоположном конце, часто несколько изогнутый. Стенка прозрачная, сквозь нее хорошо видны центральный канал манубриума и канальчики ветвей.

Размеры, мкм. Максимальная толщина манубриума 150–300, длина – более 2500, толщина ветвей в их основании 120–125, длина ветвей 150–200.

Изменчивость. Варьируют размеры спикул, степень изогнутости манубриума. Его максимальное утолщение находится вблизи кладома либо на некотором расстоянии от него. В последних случаях спикулы приобретают небольшую «шейку» (фиг. *2*).

Сравнение. По характеру строения найденные спикулы идентичны типовому морфовиду; иногда несколько отличаются размерами.

Местонахождение. Днепропетровская область, г. Вольногорск, скв. 143, обуховский региоярус верхнего эоцена.

Стратиграфическое и географическое распространение. Встречается в мелководных фациях обуховской свиты прибортовых частей Днепровско-Донецкой впадины и палеодепрессий Украинского щита; М.М. Иваником этот морфовид также указан для каневской свиты нижнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины и среднеменилитовой подсвиты Предкарпатья [1].

Морфород *Orthodichostylotriaena* T.A. Ivanova, gen. nov.

Спикула представляет собой *Stylotriaena*, у которой ветви кладома расходятся от манубриума под прямым или близким к нему углом и на концах дихотомируют. Строением кладома напоминает представителей морфорода *Orthodichotriaena*, однако имеет манубриум, сходный с одноосной спикулой морфорода *Styl*.

Orthodichostylotriaena rara T.A. Ivanova, sp. nov.
Таблица *I*, фиг. *3а, б, в*

Название морфовида – от rara (лат.) – редкий (-ая).

Голотип № 21s-7/143, экземпляры №№ 44s-3/143, 45s-3/143, НИИ геологии; обуховский региоярус, скв. 143, г. Вольногорск, Днепропетровская область.

Материал. 8 экземпляров.

Описание. Крупная четырехлучевая спикула. Манубриум длинный, прямой или несколько изогнутый (фиг. *3в*); типичный для представителей *Stylotriaena*: закругленный или немного раздутый возле кладома и заостренный на свободном конце. Кладом имеет строение, характерное для *Orthodichotriaena*. Ветви прямые, отходят от манубриума под углом, близким к 90є, дихотомируют почти от основания кладома. Разветвления прямые, утолщенные, треугольной формы. Спикула прозрачная. Хорошо прослеживаются каналы манубриума, ветвей и разветвлений.

Размеры, мкм. Максимальная толщина манубриума 175–275, максимальная длина превышает 1625 (экземпляры с целым манубриумом не найдены), толщина веток возле их основания 120–125, длина ветвей с разветвлениями 150–225, толщина разветвлений 100–125.

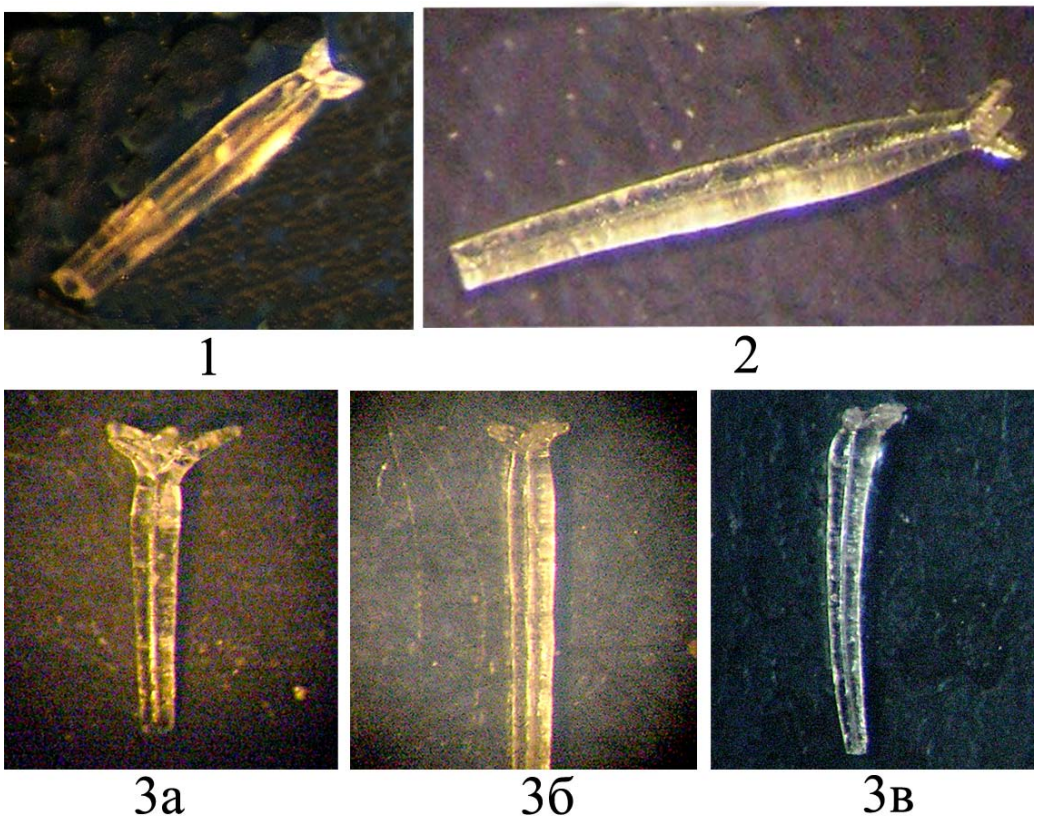
Изменчивость. Несколько варьируют очертания манубриума от прямого до слабо изогнутого, а также величина его утолщения возле кладома.

Сравнение. Описанный морфовид имеет сходство с другими крупными триенами: *Orthostylotriaena absurda* Ivanik, *Orthodichotriaena magna* Ivanik. От первой отличается дихотомирующими ветвями, от последней – иным строением манубриума.

Местонахождение. Днепропетровская область, г. Вольногорск, скв. 143, обуховский региоярус верхнего эоцена.

Стратиграфическое и географическое распространение. Редко встречается в мелководных фациях обуховской свиты Верховцевской депрессии Украинского щита.

Таблица *I*



Фиг. *1*. *Prostylotriaena cava* Ivanik: экз. № 19s-6/3, х 22, скв. 3, с. Спасское Новомосковского района Днепропетровской области, обуховский регионарус.

Фиг. *2*. *Plagiostylotriaena determinata* Ivanik: экз. № 20s-3/143, х 41, скв. 143, г. Вольногорск Днепропетровской области, обуховский регионарус.

Фиг. *3*. *Orthodichostylotriaena rara* T.A. Ivanova, sp. nov.: *а* – голотип № 21s-7/143, х 44; *б* – экз. № 44s-3/143, х 33; *в* – экз. № 45s-3/143 с частично поврежденным кладомом, х 28; скв. 143, г. Вольногорск Днепропетровской области, обуховский регионарус.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иваник М.М.* (2003). Палеогеновая спонгиофауна Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов. Киев. Изд-во ИГН НАН Украины. 202 с.

2. *Иванова Т.А., Стефанский В.Л.* (2008). Новые данные по биостратиграфии верхнеэоценовых отложений Верховцевской депрессии (Среднее Приднепровье) // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою. Київ. Вид-во ІГН НАНУ. С. 173–179.

3. *Коненкова И.Д., Богданович Е.М., Кораллова В.В., Манюк В.В.* (1996). Новые данные о распространении верхнеэоценовых отложений в Среднем Приднепровье // Доповіді НАН України. № 6. С. 100–104.

4. *Носовский М.Ф., Ярцева М.В*. (1960). Палеогеновые отложения южного склона Украинского кристаллического массива // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М. Изд-во АН СССР. С. 173–186.

5. *Стефанський В.Л., Иванова Т.А., Стефанский М.В.* (2008). Нові дані про середньоеоценові відклади Сурської депресії (Середнє Придніпров'я) // Палеонтол. зб. Львів. Вид-во Львівськ. держ. ун-ту. № 40. С. 112–116.

РАДИОЛЯРИИ ИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И СРЕДА

Кругликова С.Б.
Институт океанологии им. П.П. Ширшова (ИО РАН), Москва, e-mail: kruglikovasb@gmail.com

RADIOLARIA FROM THE BOTTOM DEPOSITS AND ENVIRONMENT

Kruglikova S.B.
P.P. Shirshov Institute of Oceanology (IO RAS), Moscow, e-mail: kruglikovasb@gmail.com

Радиолярии – исключительно морские одноклеточные одиночные либо колониальные организмы микрозоопланктона, широко распространенные во времени и пространстве, ныне населяющая все океаны и большинство морей от Арктики до Антарктики. Polycystina Ehrenberg, 1838- одна из трех существующих групп радиолярий - Acantharia, Phaeodaria и Polycystina,- представители которой, имеют скелеты, состоящие из аморфного кремнезема (опала-А), в силу чего значительная часть их после отмирания достаточно хорошо сохраняется в морских донных отложениях, начиная с кембрия. Именно радиолярии-полицистины играют значительную роль в круговороте кремния и накоплении кремнистых осадков в высокопродуктивных областях Мирового океана, составляя основную часть глубоководных радиоляриевых илов в экваториальных районах океана.

Радиолярии - одна из наиболее чувствительных к изменениям среды групп микропланктона. Сведения о них важны для решения ряда вопросов океанского седиментогенеза, биоиндикации условий среды, определения возраста, стратиграфии и корреляции донных отложений, в том числе нефтегазоносных толщ. Радиолярии широко используются ныне для палеоокеанологических реконструкций. Особенно важны сведения о них при исследовании полярных и субполярных областей, где известковые микрофоссилии часто отсутствуют либо представлены незначительным числом видов. В тропических районах Мирового океана фауна радиолярий также иногда служит единственным источником информации о стратиграфии и фациальных условиях накопления глубоководных отложений, так как карбонатные составляющие на глубинах, превышающих критическую глубину карбонатонакопления (КГК) растворяются.

Из-за микроскопических размеров большинства современных видов (50-250 мкм), низкой биомассы и малочисленности, трудности получения планктонных проб радиолярии на многие годы практически выпали из стандартных биологических исследований. Их экология, биогеография, распределение в водной толще исследованы в очень незначительной степени. В течение X1X-начала XX вв. полицистинам было посвящено несколько выдающихся, очень крупных исследований Х.Эренберга, Э.Геккеля и А.Поповского, непотерявших своего значения как таксономические. Самую широкую известность радиоляриям принесла уникальная работа, в которой по материалам экспедиции «Челленджера» впервые было описано и систематизировано много сотен новых видов, сопровождавшихся тысячами великолепных рисунков [7]. К сожалению, в работе упомянуты лишь некоторые местонахождения радиолярий и фактически отсутствуют данные об их биогеографии и экологии.

Только в итоге широкомасштабных исследований Мирового океана и его осадочного чехла, начиная с 50-60-е годов XX столетия, в морской геологии резко возрос интерес к радиоляриям. Практически одновременно начали исследования радиолярий американские, советские и японские ученые: В.А. Догель, В.В.Решетняк, А.А.Стрелков, М.Г.Петрушевская, W.Riedel, K. Nakaseko, A. Sanfilippo, J.Hays, C.Nigrini, автор статьи и др. В результате отбора тысяч колонок и проб поверхностного

слоя осадков океанов и морей и особенно кернов глубоководного бурения, стало возможным получение массового материала по разным группам микрофоссилий, в том числе и радиолярий, что и положило начало их интенсивного изучения. Сведения о таксономии, биогеографии и экологии радиолярий, имеющиеся ныне, получены в основном в результате исследования их сообществ из донных отложений Океана.

По мнению многих авторов, значительная часть полицистин при опускании на дно растворяется (прежде всего, ювенильные и тонкоокремнённые формы), другая часть переносится глубинными течениями на значительное расстояние от места прижизненного обитания, в результате чего танатоценоз - искаженное отражение биоценоза. По мнению других авторов,- основная масса полицистин осаждается на дно в виде фекальных пеллет, для чего требуется небольшой отрезок времени, скелеты мало подвержены растворению, отклонение течениями от географической точки прижизненного распространения не столь значительно, а танатоценоз в основном соответствует сообществу, распространенному в том же районе. Автор убежден, что исследование осадков более адекватно отражает круглогодичный состав локального планктонного сообщества, чем одномоментно полученные планктонные пробы. Их состав достаточно случаен, так как зависит от глубины лова, времени суток и сезона. Практически отсутствует возможность повторного получения планктонного материала в одном и том же месте и том же сезоне. Ниже приведена карта количественного распространения радиолярий (в тыс.экз./г осадка), свидетельствующая о соответствии их распределения в поверхностном слое донных отложений современного Мирового океана положению климатических, продуктивных зон и циркумконтинентальной зональности.

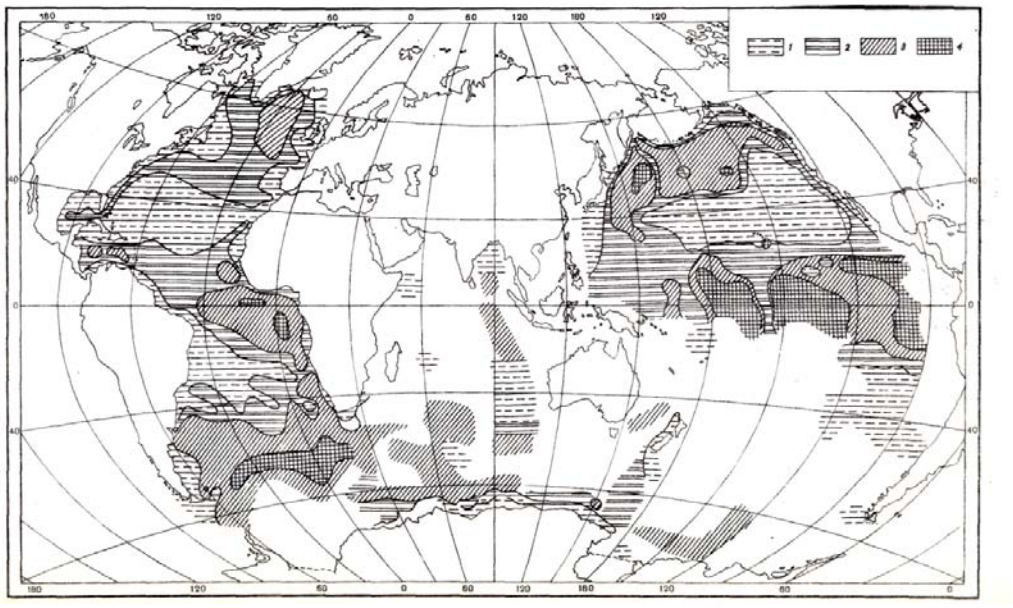


Рис. 1 Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое осадков Мирового океана в тыс. экз./г осадка 1 - < 1; 2 - 1-10; 3 - 10-100; 4 - > 100. [1].

Таксономический состав сообществ. зависимость их структуры и количественного распространения полицистин от особенностей гидродинамического режима бассейна, их изменения в пространстве, времени и их связь с изменениями климата, – проблемы, находящиеся на стыке многих наук: зоологии, биогеографии, экологии, палеонтологии, стратиграфии, фациального анализи, палеоклиматологии, и палеоокеанологии и др.. Осадки, вмещающие радиолярий, несут в себе сумму сведений из различных наук.

К сожалению, в Мире в настоящее время исследованием современных и даже четвертичных, полицистин занимается очень небольшое число ученых. Хотя за последние 10-15 лет появилось достаточно много публикаций с результатами исследований радиолярий из планктона, осадков и материалов седиментационных ловушек, установленных на длительный срок в разных районах Мирового океана, полицистины все еще – одна из наименее исследованных групп микрозоопланктона. Нет полной инвентаризации фауны радиолярий, для основной массы ныне живущих видов, не известно ни одного полного видового ареала, нет данных о глубинах их обитания и полного представления об ареалах таксонов высокого ранга. До настоящего времени имеются районы Мирового океана, изучение фауны радиолярий которых находится, по существу, на начальном этапе, например, Арктика [2, 5].

Хотя последние десятилетия появилось множество работ посвященных реконструкциям палеосреды по результатам изучения полицистин, недостаточность данных о биологии и биогеографии, таксономии и систематики современных полицистин существенно снижают достоверность прямых экстраполяций имеющихся сведений. Наиболее полными обобщающими работами о полицистинах Мирового океана по-прежнему остаются работы Р. Андерсона [4] и М.Г.Петрушевской [3] и недавно опубликованный Атлас радиолярий-полицистин [6]. Многолетние исследования радиолярий из современных и четвертичных донных отложений Мирового океана, проводимые автором, подтверждают вывод о радиоляриях-полицистинах как одной из наиболее чувствительных к изменениям среды групп микрофауны, перспективной для решения актуальной научной задачи – биоиндикации флуктуаций среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кругликова С.Б.* (1981). Радиолярии в поверхностном слое осадков восточной части тропической зоны Тихого океана // Океанология. Т. XX1 (3). С.499-506.

2. *Кругликова С.Б* (1988). Радиолярии (Polycystina) из донных осадков Арктики// Известия Академии наук СССР. Сер. Геол. М.: Наука. 1988. Т.1. С.92-101.

3. *Петрушевская М.Г.* (1986). Радиоляриевый анализ. Л. Наука. 200 с.

4. *Anderson O. R.* (1983). Radiolaria. Springer Verlag, New York. 355 p.

5. Bjorklund K.R., Kruglikova S.B. (2003.). Polycystine Radiolarians in surface sediments in the Arctic Ocean basins and marginal seas// Marine Micropaleontology, (49). P. 231-273

6. *Demetrio Boltovskoy, Stanley A. Kling, Kozo Takahashi,* et al. (2010)**.** World Atlas of distribution of recent Polycystina (Radiolaria) // Paleo-electronica.org: 230 p.

7. *Haeckel E*. (1887). Report on the Radiolaria collected by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876 // Rep. Voyage "Challenger" Zool., 18, CLXXXVIII + 1803 pp.

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ЮРСКИХ БОРЕАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ РАДИОЛЯРИЙ ИЗ НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗОВ ВОСТОКА И СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Палечек Т.Н.
Геологический Институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: tatiana@ilran.ru

KHARACTERISTIC PECULIARITIES OF THE JURASSIC BOREAL RADIOLARIAN ASSEMBLAGES FROM SOME SECTIONS OF THE EASTERN AND NORTH-EASTERN RUSSIA

Palechek T.N.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: tatiana@ilran.ru

Различия между бореальными и тропическими радиоляриями юры и мела проявляются как на таксономическом, так и морфологическом уровнях. Так, например, характерной особенностью юрских-нижнемеловых бореальных ассоциаций радиолярий является присутствие представителей семейства Parvicingulidae, при практически полном отсутствии пантанеллид. Большинство таксонов, характерных для комплексов радиолярий низких широт, в составе бореальных комплексов не встречаются. Те же таксоны, что являются общими для высокоширотных и низкоширотных комплексов, составляют относительно небольшой процент от общего их числа. Кроме этого, именно эти таксоны характеризуются сравнительно долгим временем существования. В морфологическом отношении можно проследить, как меняется толщина стенки раковины, орнамент внешней поверхности скелета, форма игл, соотношение размеров у тропических видов по отношению к высокоширотным.

Рассмотрим несколько примеров типичных позднеюрских бореальных ассоциаций Северо-Востока России, изученных на п-ове Тайгонос, в Усть-Бельских горах (север Корякского нагорья) и на мысе Омгон (Западная Камчатка). В изученных ассоциациях как в келловее-оксфорде полуострова Тайгонос [3], так и в кимеридже-титоне Усть-Бельских гор [4] преобладают представители рода *Parvicingula*, достигая до 90% в некоторых пробах. Наиболее распространены здесь такие виды как: *Parvicingula elegans* Pessagno, *Parvicingula vera* Pessagno et Whalen, *P. burnsensis* Pessagno et Whalen, *P. boesii* (Parona), *Praeparvicingula rotunda* Hull, являющиеся основными составляющими бореально-атлантических и аркто-бореальных ассоциаций севера России [2].

На п-ове Тайгонос в келловей-оксфордской радиоляриевой ассоциации встречены: *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *Parvicingula* cf. *vera* Pessagno et Whalen, *Tricolocapsa* sp. A Matsuoka, Yao, *Archaeodictyomitra* sp. Это типичный бореальный комплекс, с обедненным составом, в котором доминируют парвицингулиды [3]. Комплекс сходен с одновозрастным комплексом мыса Омгон (Западная Камчатка) [1]. В позднеюрских радиоляриевых ассоциациях мыса Омгон часто встречаются *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *P. vera* Pessagno, *P. boesii* (Parona) и доминируют представители родов – *Parvicingula* и *Stichocapsa*. Для морфологии раковин позднеюрских радиолярий мыса Омгон характерна компактная форма, небольшие размеры и слабо развитые иглы и отростки или вообще отсутствие таковых.

В кимеридж-титонской радиоляриевой ассоциации п-ва Тайгонос преобладают мультициртоидные формы семейства Archaeodictyomitridae. Изученный нами комплекс обнаруживает черты сходства с позднеюрскими (кимеридж-титонскими) ассоциациями Антарктики [6], также он может быть сопоставлен с ассоциациями мыса Омгон Западной Камчатки [1].

Изучение юрских ассоциаций радиолярий из Усть-Бельских гор позволило обнаружить в нашем материале форму *Aitaum yehae* Pessagno and Hull, описанную

Э.Пессаньо и Д.Халл [7] как типовой вид нового рода *Aitaum* из нижнего-среднего оксфорда островов Сула, Индонезии. Описанный вид распространен также в оксфордских отложениях Новой Зеландии [5]. Это первая находка представителей этого рода в северном полушарии, благодаря чему мы можем расширить рамки географического распространения вида *Aitaum yehae* Pessagno and Hull, а также предположить, что этот вид является, скорее всего, биполярным. Биполярность - интересное явление, требующее дополнительного изучения, когда один и тот же вид (род, семейство) обитает в умеренных широтах Северного и Южного полушарий, при отсутствии их представителей в субтропиках и тропическом поясе. При этом морфология многих одноименных биполярных видов, например, представителей семейства Parvicingulidae из титон-кимериджских отложений Антарктиды [6] и Усть-Бельских гор (Корякское нагорье) [4] настолько близка, что они практически неразличимы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н.* и др. (2005). Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам. В кн.: Западная Камчатка: Геологическое развитие в мезозое. С. 6-54.

2. *Вишневская В.С., Пральникова И.Е.* (1999). Юрские радиолярии Севера России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.7. №5. С. 64-83.

3. *Палечек Т.Н., Паланджян С.А.* (2007). Юрские радиолярии и возраст кремнистых пород мыса Поворотного, полуостров Тайгонос (Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 15. № 1. С. 73-94.

4. *Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д.* Новые данные о строении и возрасте юрско-раннемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция (в печати).

5. *Aita Y., Grant-Mackie J.A.* (1992). Late Jurassic Radiolaria from Kowhai Point Siltstone, Murihku terrane, North Island, New Zealand. Centenary of Japanese Micropaleontology. K. Ishizaki and T. Saito. eds. Terra Scientific Publishing Co., Tokyo. P. 375-382.

6. *Kiessling W.* (1999). Late Jurassic Radiolarians from Antarctic Peninsula // Micropaleontology. V.45. s.1. P. 96.

7. *Pessagno E.A., Hull D.M.* (2002). Upper Jurassic (Oxfordian) Radiolaria from the Sula Islands (East Indies): Their taxonomic, biostratigraphic, chronostratigraphic, and paleobiogeographic significance // Micropaleontology. V. 48. № 3. P. 229-256, text-figures 1-14, plates 1-4.

КОМПЛЕКСЫ РАДИОЛЯРИЙ ИЗ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ (ВОЛГО-ДОНСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ)

Саркисова Э.В.
Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург, e-mail: tvdmitrieva@vnigri.ru

COMPLEXES OF RADIOLARIANS FROM EOCENE DEPOSITS OF THE ROSTOV REGION (VOLGA-DON WATERSHED)

Sarkisova E.V.
All-Russian Petroleum Research Geological-Prospecting Institute (VNIGRI), St. Petersburg, e-mail: tvdmitrieva@vnigri.ru

Открытие в 60-х годах в Ростовской области Синявинского месторождения газа в палеогеоновых отложениях привлекло особое внимание к разрезам осадков этого возраста. Радиолярии из эоценовых отложений рассматриваемой территории определялись А.М. Моксяковой [11, 12], В.С. Горбуновым [3,4], Н.Н. Борисенко[1], В.А. Крашенинниковым [10], В.И. Загороднюк [5, 6, 7, 8, 9]. Дальнейшее изучение радиолярий в этом регионе представляет несомненную стратиграфическую ценность в целях более детального расчленения и корреляции разрезов этого региона.

Автором был использован новый скважинный материал из палеогеновой части разреза скважины 14813,. пробуренной на Волго-Донском водоразделе (Мелиховский гидроузел; материал М.Е. Зубковича, 1951 г.) в Ростовской области на правом берегу р. Дон, полученный от Э.М. Бугровой, где вместе с комплексом планктонных и бентосных фораминифер найдены радиолярии [2, рисунок 1].

Из отложений скважины 14813 в 40 образцах в интервале 89,1-31,1 м выявлена ассоциация радиолярий, содержащая более 50 видов, относящихся к 18 родам и 11 семействам. Сохранность скелетов неодинакова, наблюдаются формы, носящие явные следы сплющивания и деформации, часть экземпляров полностью пиритизирована или частично замещена зернами глауконита.

В комплексе определены: *Spongotrochus radiatus* (Lipman), *Spongodiscus resurgenz* Ehrenberg, *Circodiscus circularis* (Clark et Campbell), *Circodiscus bergontianus* (Carnevale), *Spongasteriscus cruciferus* Clark et Campbell, *Triactis triactis* (Ehrenberg), *Astrophacus duplus dupla* Kozlova, *Axoprunum mirum* (Krascheninnikov), *Heliodiscus* sp., *Xiphatractus* sp., *Ethomosphaera* (?) aff. (?) *polysiphonia* Haeckel, *Stylotrochus nitidus* Sanfilippo et Riedel, *Amphisphaera* sp. ex gr. *A. coronata* (Ehrenberg), *Amphisphaera* sp. ex gr. *A. magnaporulosa* Clark et Campbell, *Amphisphaera* sp. aff. *Stylosphaera sulcata* (Ehrenberg), *Stylosphaerella* sp. ex gr. *S. megaxyphos* (Clark et Campbell), *Thecosphaerella turcmenica* (Lipman), *Thecosphaera diligens* Kozlova, *Phacodiscinus sonatus* (Totschilina), *Phacodiscinus testatus subsphaericus* (Lipman), *Phacodiscinus fragilis* (Totschilina), *Heterosestrum turgaicum* (Lipman), *Conocaryomma* sp. 1, *Conocaryomma* sp. 2, *Conocaryomma* sp. 3, *Haliomma faceta* (Krascheninnikov), *Calocyclas* sp. ex gr. *C. semipolita robusta* Clark et Campbell, *Calocyclas asperum* (Ehrenberg), *Cyrtophormis alta* (Moksjakova), *Theocorys galeatus* Borissenko, *Artobotrys auriculaleporis* (Clark et Campbell), *Lophocyrtis* (?) *pseudojaccia* Nishimura, *Lychnocanium bellum* Clark et Campbell, *Peripyramis magnifica* (Clark et Campbell), *Clathrocyclas* cf. *C. talwanii* (Bjerklund et Kellog), *Clathrocyclas multiplicatus* (Lipman). Кроме того, в комплексе обнаружено несколько новых видов радиолярий.

В составе комплекса значительную часть составляют калифорнийские виды, характерные для отложений среднего и верхнего эоцена келлогских и сиднейских сланцев Калифорнии [13]. Редко встречаются виды, впервые описанные из

среднеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности - *Astrophacus duplus dupla* Kozlova, *Thecosphaera diligens* Kozlova.

Помимо этого, наряду с типично эоценовыми формами, встречаются виды, более характерные для палеоценовых и даже меловых отложений, такие как *Lophocyrtis* (?) *pseudojaccia* Nishimura, *Dictyomitra striata* Lipman, *Amphipyndax* sp.

Таким образом, в эоценовых отложениях Ергенинской структурно-фациальной зоны [8] бассейна Нижнего Дона определен богатый комплекс эоценовых радиолярий, включающий виды-индексы зон *Cyrtophormis (?) alta и Ethomosphaera(?) polysiphonia*. Совместное нахождение радиолярий зоны *Cyrtophormis (?) alta* с представителями ортостратиграфической группы наннопланктона (зоны NP16 – NP17) в Прикаспийской впадине, а также значительное сходство состава комплекса с комплексом среднеэоценовых радиолярий сиднейских и келлогских сланцев Калифорнии, дает основание относить эти отложения к нижней части кумского горизонта среднего эоцена (верхняя часть бартонского яруса).

В изученном интервале разреза скважины 14813 выявлено несоответствие в определении стратиграфической приуроченности отложений по данным фораминифер и радиолярий. Среднеэоценовые радиолярии найдены совместно с верхнеэоценовыми планктонными и бентосными фораминиферами зоны *Globogerinatheka tropicalis* и *Planulina costata* (глубина 95 м и выше). Э.М. Бугрова [2] относит эти отложения к белоглинскому горизонту верхнего эоцена (приабонский ярус).

Окончательное решение о возрасте описываемого интервала может быть решено только при исследовании какого-либо дополнительного материала. Неоднозначность определения возраста данных отложений может быть связана с литологическими факторами, в частности, с переотложением вмещающих толщ.

Часть наиболее характерных видов комплекса представлена на палеонтологической таблице.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисенко Н.Н.* (1960). Радиолярии нижнего и среднего эоцена Западной Кубани. // Геологический сборник. Краснодар: Краснодарский филиал ВНИИ. Вып. 4. С. 219-232.

2. *Бугрова Э.М.* (2001). Стратиграфическое и географическое распространение верхнеэоценовых фораминифер на северной окраине бассейна Тетис. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 9. № 2. С. 92-104.

3. *Горбунов В.С.* (1975). Радиолярии эоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины //Обоснование стратиграфических подразделений мезо-кайнозоя Украины по микрофауне. Киев: Наукова Думка.

4. *Горбунов В.С*. (1979). Радиолярии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова Думка. 177с.

5. *Загороднюк В.И.* (1965).Сопоставление кумского горизонта и нижнесолонских отложений вала Карпинского по комплексам радиолярий. // Доклады XYI научной конференции горно-геологического факультета НПИ.

6. *Загороднюк В.И*. (1966).О возможности сопоставления верхнеэоценовых отложений бассейна Нижнего Дона и Прикаспийской впадины по радиоляриям // Доклады XYII научной конференции горно-геологического факультета НПИ.

7. *Загороднюк В.И.* (1969). Корреляция верхнеэоценовых отложений бассейна Нижнего Дона и бассейна Северной Эмбы по радиоляриям // Ископаемые и современные радиолярии. Львов: Изд. Львовского ун-та. С. 107-112.

8. *Загороднюк В.И.* (1970). Радиолярии эоценовых отложений бассейна Нижнего Дона и их стратиграфическое значение: Автореф. канд. дисс. Новочеркасск. 21 с.

9. *Загороднюк В.И*. (1978). Некоторые виды эоценовых радиолярий юго-востока Русской платформы // Древние радиолярии Средней Азии. Душанбе: Тадж. Гос. ун-т. Вып. 5 С. 56-57.

10. *Крашенинников В.А*. (1960). Некоторые радиолярии нижнего и среднего эоцена Западного Предкавказья // Палеонт. сборник. Л.: Гостоптехиздат. № 3. С. 271-308.

11. *Моксякова А.М.* (1961). Радиолярии кумского горизонта верхнего эоцена Западной Туркмении // Труды ВНИГНИ. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М.: Гостоптехиздат. Вып. 35. С. 321-246.

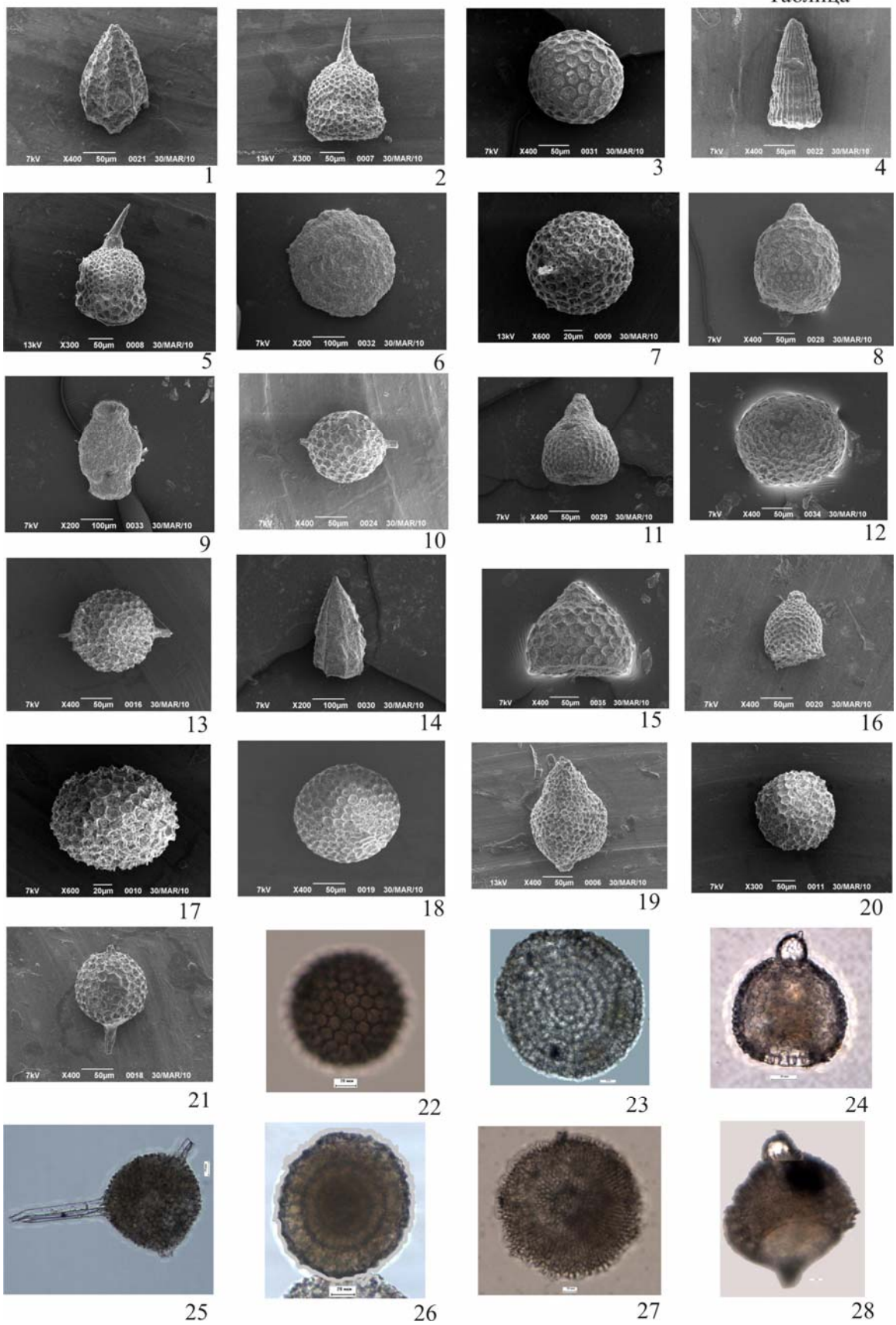
12. *Моксякова А.М.* (1972). Бодракский ярус Туранской плиты. Тр. ВНИГНИ //М.: Недра. Вып. 82. 102 с.

13. *Clark B.L. and Campbell A.S.* (1942). Eocene Radiolarian faunas, Mt. Diablo, California. Geol. Soc. of Amer., Spec. pap. № 39. 112 p.

Таблица. Все изображенные экземпляры происходят из кумской свиты (средний эоцен), скв.14813, Мелиховский гидроузел (Ростовская обл., правый берег р. Дон).

Фиг. 1, 14 *Peripyramis magnifica* (Clark et Campbell). 1 -экз. № 35-Р/50, гл. 56,0-56,1 м; 14 - экз. № 35-Р/51, гл. 56,0-56,1 м. **Фиг. 2, 5** *Calocyclas* sp. ex *gr. C. semipolita robusta* Clark et Campbell. 2 - экз. № 35-Р/23, гл. 57,0-57,1 м; 5 - экз. № 35-Р/24 , гл. 58,0-58,1 м. **Фиг. 3** *Haliomma* (?) *faceta* (Krasheninnikov). Экз. №35-Р/52, гл. 56,0-56,1 м. **Фиг. 4** *Dictyomitra striata* Lipman. Экз. №35-Р/53, гл.56,0-56,1 м. **Фиг. 6** *Heterosestrum* sp. Экз. № 35-Р/54, гл. 48,0-48,1 м. **Фиг. 7, 10, 13.** *Stylosphaera* sp. ex gr. *S. megaxyphos* (Clark et Campbell). 7 - экз. № 35-Р/39, гл. 58,0-58,1 м, 10 - экз. № 35-Р/40, гл. 48,0-48,1 м, 13 - экз. № 35-Р/41, гл. 58,0-58,1 м. **Фиг. 8**, **15** *Clathrocyclas cf. C. talwanii* (Bjorklund et Kellog). 8,15 - экз. №№ 35-Р/55,56, гл. 56,0-56,1 м. **Фиг. 9.** *Spongoasteriscus cruciferus* Clark et Campbell. Экз. №35-Р/57, гл. 58,0-58,1 м. **Фиг. 11** *Cyrtophormis* sp. cf. *C. alta* (Moksjakova). Экз. № 35-Р/3, гл. 58,0-58,1 м. **Фиг. 12** *Axoprunum mirum* (Krasheninnikov). Экз. № 35-Р/36, гл. 57,0-57,1 м. **Фиг. 16** *Lophocyrtis* (?) sp. cf. *L. pseudojaccia* Nishimura. Экз. № 35-Р/22, гл. 57,0-57,1 м **Фиг. 17.** *Xiphatractus* sp. Экз. № 35-Р/52, гл. 57,0-57,1 м. **Фиг. 18** *Phacodiscinus fragilis* (Totschilina). Экз. №35-Р/53, гл. 56,0-56,1 м. **Фиг. 19.** *Cyrtophormis* sp. cf. *C. alta* (Moksjakova). Экз. № 35-Р/4, гл. 58,0-58,1 м. **Фиг. 20.** *Phacodiscinus testatus subschaericus* (Lipman). Экз. № 35-Р/54, гл. 58,0-58,1 м. **Фиг. 21** *Stylosphaera* sp. ex gr. *S. megaxyphos* (Clark et Campbell). Экз. № 35-Р/36а, гл. 58,0-58,1 м. **Фиг. 22.**. *Amphisphaera* sp. ex gr. *A. magnaporulosa* Clark et Campbell. Экз. № 35-Р/31, гл. 56,0-56,1 м. **Фиг. 23.** *Circodiscus bergontianus* (Carnevale). Экз. № 35-Р/18, гл. 55,0-55,1 м. **Фиг. 24** *Calocyclas asperum* (Ehrenberg). Экз. № 35-Р/6, гл. 39,0-39,1 м **Фиг. 25** *Triacticus triactis* (Ehrenberg). Экз. №35-Р/17, гл. 48,0-48,1 м **Фиг. 26** *Lithelius* sp. Экз. № 35-Р/5, гл. 59,0-59,1 м. **Фиг. 27** *Astrophacus duplus dupla* Kozlova. Экз. № 35-Р/30, гл. 56,0-56,1 м **Фиг. 28** *Lychnocanium bellum* Clark et Campbell. Экз. № 35-Р/28, гл. 55,0-55,1 м.

Таблица



О ПРОБЛЕМЕ ГРАНИЦ В НЕОГЕНОВОЙ СИСТЕМЕ

Точилина С.В.
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: tochilina@poi.dvo.ru

PROBLEM OF THE BOUNDARIES IN TNE NEOGENE

Tochilina S.V.
V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of RAS (POI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: tochilina@poi.dvo.ru

Проблема выделения границ стратонов тесно связана с проблемой создания качественных зональных стратиграфических шкал. Для стратиграфии осадочного слоя океана используются биостратиграфические шкалы, построенные по фоссилиям животного (радиолярии, фораминиферы) и растительного (диатомеи, нанно и др.) мира. Все названные категории очень разные по естественному строению и экологическим особенностям. Результатом этого является естественная несогласованность границ биозон и различия по их временному объёму. Известно, что во всех биостратиграфических шкалах и схемах, предложенных по этим разным категориям, используется один и тот же принцип - F.O., L.O. Этот принцип весьма уязвим из-за больших разночтений в таксономии и в связи с перерывами в седиментации. В последние годы применяется принцип FAD и LAD – уровни, отмеченные датами абсолютного возраста и астрономическими событиями.

Почти во всех биостратиграфических схемах кайнозоя приведены хронодаты по внешне отчетным шкалам [10].

Энтропия и термодинамические характеристики в океане меняются; реакции представителей растительного и животного мира на эти изменения разные.

Наиболее тонким индикатором изменения в морских средах являются радиолярии. Однако, не смотря на высокую чувствительность и разрешающую способность радиолярий, шкалы, построенные по радиоляриевому анализу, не получили признания из-за разных названий зон, разных временных уровней, пропуску границ стратонов, кроме шкалы Д. Хейса для последних 3млн. лет [13].

Основные причины сложившегося положения заключаются в огромной численности радиолярий кайнозоя Мирового океана и в недостаточности исследований их полиморфизма (Radiolaria - полиплоиды). В результате, под одним названием вида произошло объединение разных родов, не только видов.

К истории вопроса

В последние годы произошло выпадение информации о целом этапе в развитии радиолярий, именуемого одним названием «зона Cyrtocapsa tetrapera. Этап развития большой численности и морфологического разнообразия этой группы, имеющей 4-хкамерное строение, получил очень широкое распространение в Мировом океане в миоценовую эпоху.

Следует отметить, что зона Cyrtocapsa tetrapera выделялась дважды, разными авторами, в разных временных уровнях и в разных областях неогенового океана:

1. Nakaseko, Sugano [15] в морской формации о. Хонсю в среднем миоцене (зоны 10-13 Блоу);
2. Riedel, Sanfilippo [16] в тропической области Тихого океана в раннем миоцене (зона № 4 Блоу).

В результате временная длительность зоны составила >12 млн. лет!

Благодаря материалу глубоководных разрезов по среднеширотным трансектам в северо-западной части Тихого океана была получена возможность выявить границы неоднородностей радиоляриевых ценохор. Различия структурного состава ценозов радиолярий на изохронном уровне позволили выделить две провинции: западно-Тихоокеанскую и Япономорскую - 24 млн.л. по доминантам Theocyrtis apollinis – Stylosphaera minor – Dendrospyris sakai; позднее (21 млн.лет) - Cyrtocapsa ellipsida - Cyrtocapsa quadricava [4], соответственно.

Методология построения зональной шкалы по радиоляриям была основана на экостратиграфическом подходе, выявляющем: количественный анализ структурного состава радиолярий (в весовых единицах); выявление связи между численностью радиолярий и литологическим составом пород; выявление этапов в эволюции [2] радиолярий; использование дат абсолютного возраста в разрезах, при параллельном проведении радиоляриевого и радиометрического анализов. Применение этой методологии, с базой данных по глубоководным разрезам и радиометрией позволило разработать шкалу кайнозоя по радиоляриям [3].

Результаты

Эта шкала кайнозоя, созданная на основе базы данных количественного содержания радиолярий по методологии, изложенной выше, была построена по наиболее полному разрезу скв. 436 в северо-западной области Тихого океана. Значение радиоляриевой шкалы по этому разрезу заключалось в синтезе данных в процессе её разработки. Результаты радиоляриевого анализа показали тесную связь с литологическими изменениями по высокоточным минералогическим анализам [1]. Очень большое значение имели хронологические даты, полученные по тефровым слоям в этом же разрезе [11]. Это составило основу экостратиграфического анализа, в результате применения которого были выделены два события, отмеченные датами 12,8 и 2,56 млн.л. Позже была выделена граница олигоцен-миоценовая по глубоководному разрезу 439 [17].

Через 25 лет, независимыми методами, в результате исследований рабочих групп международной стратиграфической комиссии (GSSP) в Тетической области [19], были подтверждены уровни 12,8 и 2,56, выделенные в шкале западно-Тихоокеанской области [3]; были получены очень близкие абсолютные даты:

- Для Serravalian stage (о. Мальта) даты абсолютного возраста: 13,82 млн. л. по LAD Sphenolithus heteromorphus и cooling episode Mi3b.
- Для Tortonian Stage (Ancona, Италия), по слою сапропеля (и common Diaster) - 11,608 млн. л. Эти границы утверждены соответственно в 2007 и 2003 годах.

Новые хронологические данные Тетической области очень близки к абсолютной дате, полученной в шкале западно-Тихоокеанской области. Разница составляет ~ 1 млн.л. с обеими датами: 13,82, 12,8, 11,608 млн. лет.

Обсуждаемые уровни, полученные для различных ярусов неогеновой эпохи, отмечают различные геодинамические события, произошедшие в «сближенные» промежутки времени. Они отмечены хронодатами, которые имеют большое значение для реконструкции тектоно-магматических фаз, происходивших в этот период времени в Тетической и западно-Тихоокеанской областях.

Результаты исследований в этой области Международной стратиграфической комиссии (GSSP) привнесли новые характеристики и хронодаты ярусов неогена.

Приведенные уровни Тетической области соответствуют «среднему» миоцену. Литологические характеристики различны: на о. Мальта (Serravalian) - слои сапропеля и песчано-глинистая толща; турбидиты в Пьемонте; известковые песчаники (Tortonian). В глубоководных разрезах западно-Тихоокеанской области (среднеширотный трансект) - сгущение тефровых слоёв. Границы стратонов неогеновой эпохи были прослежены по

нескольким разрезам северо-запада Тихого океана и двум глубоководным разрезам Тетической области [3].

• В 2009 г. была изменена нижняя граница плейстоцена Gelasian Stage и утверждена на уровне 2,588 млн.л. в новом разрезе Monte San Nicola Sicili, в Италии (результаты работы Международной стратиграфической комиссии, GSSP).

Однако, становление этой важной границы также произошло более четверти века назад по этому же разрезу северо-запада Тихого океана [3]. В наиболее полном разрезе кайнозоя – 56-436-24-2 гл. 226м. была выделена граница в среднем плиоцене на уровне – 2,56 млн. л. [11] – т.е. очень близкая дата к современному основанию Gelasian, полученной рабочей группой GSSP в Тетической области. В развитии радиолярий на обсуждаемом уровне отмечена граница, на которой произошли изменения количественного и структурного составов двух экозон: Stichocorys peregrina F.A. – St. peregrina F.B.

Обсуждаемые уровни представлены сгущением тефровых слоёв и вулканическими породами, по которым был получен абсолютный возраст. Эти слои разделяли этапы в развитии радиоляриевой фауны.

В настоящей работе нет возможности обсудить все границы неогеновой эпохи.

Среднемиоценовая граница была обсуждена во многих работах, в том числе [17, 18]**.** В обсуждаемый период времени произошли значительные геодинамические события с проявлением вулканизма. В окраинных морях и островодужной системе северо-запада Тихого океана произошла активизация разломов; увеличились амплитуды погружения впадин и островных дуг.

Олигоцен-раннемиоценовая граница была впервые выделена на островном склоне Японского жёлоба, по глубоководному разрезу 439, по которому получена абсолютная дата (по $^{40}Ar/^{39}Ar$) – 24,9 ±1,1 млн.л. по андезитам, перекрытым слоем с Haliomma oculatum [17]. Эта граница прослежена в нескольких глубоководных разрезах северо-запада Тихого океана. Именно на этом уровне существуют наиболее значительные различия между данными по диатомовому и радиоляриевому анализам. Наиболее близкие результаты согласуются с работами [12] на основании опосредованной корреляции с глубоководным разрезом г. Детройт по скв.884B-70x (ODP, 145 «Joides Resolution»).

Заключение

Естественная зависимость радиоляриевых ценозов, как планктонной категории, от циркуляции водных масс океана, позволяет восстанавливать по этим ценозам систему палеоциркуляции океана.

Синтез данных по геодинамической активизации кайнозойской эпохи показывает, что на кардинальное изменение циркуляции Мирового океана и климата кайнозойской эры решающее действие оказало образование циркумантарктического течения [9]. Рифтинг Южной Австралии начался открытием пролива между Австралией и Антарктидой 30 млн. л. назад [14]. Геодинамические события, сформировавшие это течение, проходили в несколько этапов, главными из которых были мел – палеогеновый; эоцен – олигоценовый; олигоцен – раннемиоценовый – на этом этапе произошло разделение на 2 провинции: Япономорскую и западно-Тихоокеанскую. Судя по колоссальному разнообразию и большой численности представителей 4-хкамерных Nassellaria, их первичным ареалом была северо-западная котловина, в которой расположен разрез скв. 436 (табл.1).

На границе олигоцена и раннего миоцена наметилось развитие оси Японского желоба, повлекшее образование циркуляции палеоКуросио и палеоОясио.

В самых полных разрезах олигоцен-миоцена среднеширотной области запада Тихого океана вместе с изменением литологических типов удалось проследить

эволюцию двух линий Nassellaria (Radiolaria): *Ariadnella holdsworthii* → *Cyrtocapsa tetrapera F.A.*, что соответствует наннозоне NN1 *Discoaster deflandrei*; по фораминиферам – PN22. Абсолютные даты 23,70-23,10 млн. лет.

Результаты исследований осадочного слоя океана показали, что границы эволюционных этапов, отмеченные изотопными датами, представляют наиболее значимые хроностратиграфические уровни при проведении корреляции и установлении периодичности седиментации [6].

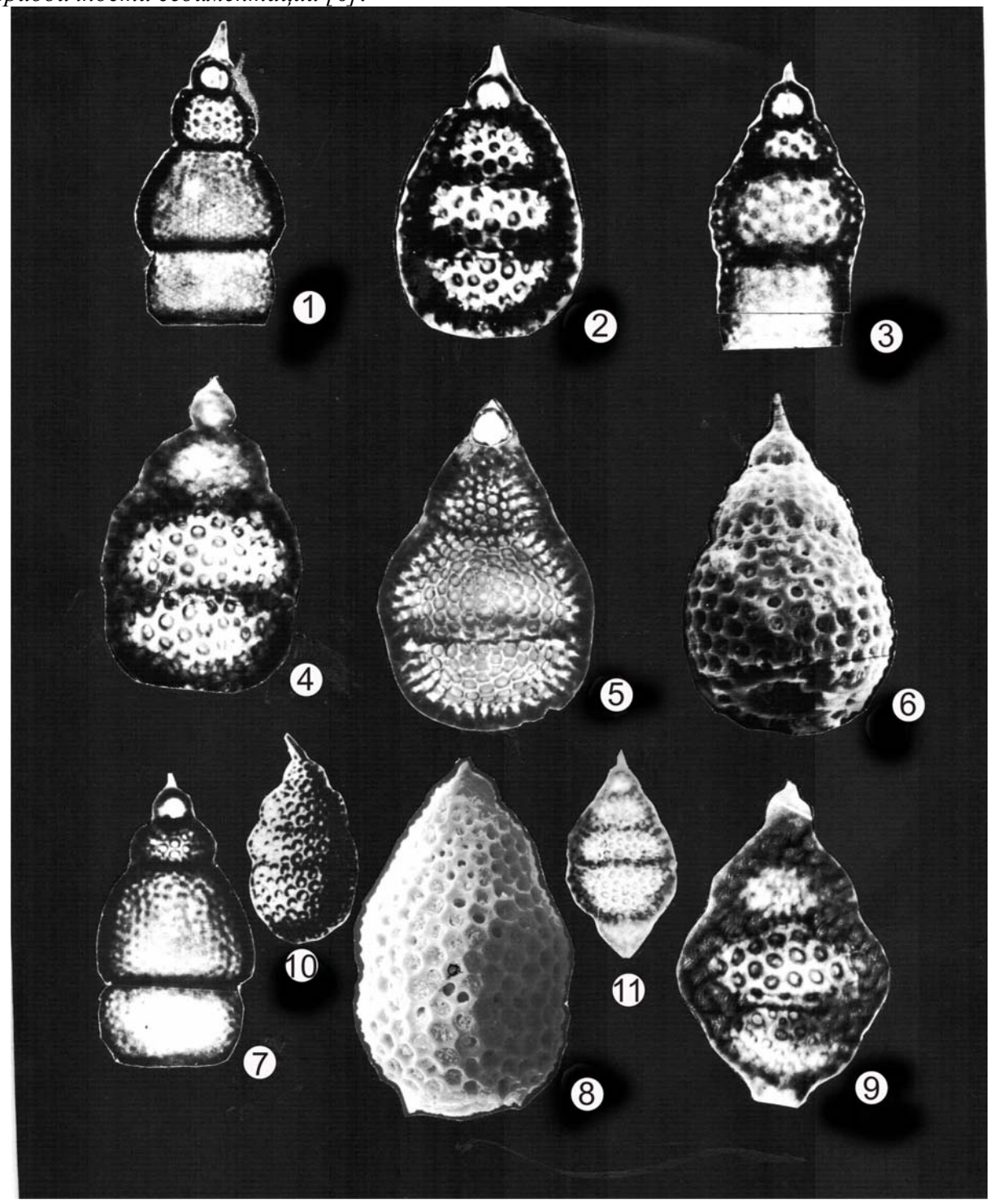


Табл 1. *Радиолярии западно-Тихоокеанской и Япономорской провинций.*

Fig 1, 7 - Stychocorys peregrina Riedel; 2 – Cyrtocapsa ellipsida Tochilina; 3 – Stychocorys delmontensis Campbell & Clark; 4 – Cyrtocapsa quadricava Tochilina; 5 - Cyrtocapsa cornuta Haeckel; 6 – Theocampe cryptocephalum Ehrenberg; 8 - Cyrtocapsa subconica Nakaseko; 9- Eusyringium incrassatum Stohr; 10, 11 - Cyrtocapsa tetrapera Haeckel.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Курносов В.Б. (1982). Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М.: Наука. 223 с.

2. Соколов Б.С. (1971). Биохронология и биостратиграфические границы. Проблемы общей и региональной стратиграфии. Новосибирск, Наука. С. 155-178.

3. Точилина С.В. (1985). Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука. 133 с.

4. Точилина С.В., Попов В.С. (1986). Корреляционный анализ минерального состава и радиолярий на примере опорного разреза кайнозоя Западно-Тихоокеанской плиты // Доклады АН СССР. Т. 29 (2). С. 429-433.

5. Точилина С.В. (2007). Эволюция биогеографических провинций западной части Тихого океана и его окраинных морей в кайнозое // Дальневосточные моря России в 4 кн. /гл. ред. В.А. Акуличев. М.: Наука. Книга 3. Геолого-геофизические исследования. С. 417-427.

6. Точилина С.В. (2011). О периодичности осадочного процесса в Тихом океане (Онтонг-Джава) по результатам радиоляриевого анализа // Физика геосфер: Седьмой Всероссийский симпозиум, 5-9 сентября 2011 г., Владивосток, Россия: мат. докл. Владивосток: Дальнаука. С. 418-425.

7. Barker P.F., Burrell J. (1977). The opening of Drake Passage // Mar. Geol. P. 15-34.

8. Berggren W.A., Kent D.V., Van Couverting J.A. (1985). The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy // The chronology of the geological record. Geol. Soc. London Mem., V. 10. P. 211-260.

9. Beu A.G., Griffin M., Maxwell P.A. (1997). Opening of Drake Passage gateway and Late Miocene to Pleistocene cooling reflected in Southern Ocean molluscan dispersal: evidence from New Zealand and Argentina // Tectonophysics. V. 281. P. 83-97.

10. Cande S.C., Kent D.V. (1992). A new geomagnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic // Jorn. Geophys. Res. V. 97. P. 13917-13951.

11. Gansei C.C., Gorbarenko S.A., Komarov A.N. (1980). Fission-track age of volcanic Glasses from ash layers // Init. Rep. DSDP. Wash. Vol. 56, 57, pt. 2. P. 1277-1279.

12. Gladenkov A.Y., Barron J.A. (1995). Oligocene and Early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884 B // Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results. V. 145. P. 21-41.

13. Hays J.D. (1970). Stratigraphy and evolutionary trends of radiolaria in North Pacific deep-sea sediments. Geological Investigation of the North Pacific // Mam. Geol. Soc. Am. V. 126. P. 185-218.

14. Lawver L.A., Gahagan L.M., Coffin M.E. (1992). The development of paleoseaways around Antarctica // Am. Geophys. Union, Ant. Res. Ser. 56. P. 7-30.

15. Nakaseko K., Sugano K. (1973). Neogene radiolarian zonation in Japan // Sci. Rep. Osaka Univ. P. 23-33.

16. Riedel W.R., Sanfilippo A. (1974). Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic Radiolaria // Proc. Sympos. Plankton and Sediments. Kiel. P. 1-18.

17. Tochilina S.V. (1991). The Oligocene – Miocene boundary at the juncture of the Japan and Kuril Island arcs // Fifth International Congress on Pacific Neogene stratigraphy and IGCP-246, Japan. P. 114-115.

18. Tochilina S.V., Vagina N.K., Popova I.M. (1996). On evolution of the Japan Trench in Neogene // Sixth International Congress on Pacific Neogene stratigraphy and IGCP-355, Japan. P. 19-23.

19. Subcomission for Stratigraphic Information. (GSSP) Global Boundary Stratotype Section and Point of the International Commission of Stratigraphy. (ICS).

О ПОЛОЖЕНИИ RADIOLARIA В МЕГАТАКСОНОМИИ

Точилина С.В.[1], Голл И.М.[2]

[1] Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И.Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: tochilina@poi.dvo.ru

[2]Texas A&M University Blinn college, e-mail: radiolaria.geo@gmail.com

POSITION OF RADIOLARIA IN THE MEGATAXONOMY

Tochilina S.V.[1], Goll I.M.[2]

[1]V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of RAS (POI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: tochilina@poi.dvo.ru

[2]Texas A&M University Blinn college, e-mail: radiolaria.geo@gmail.com

К истории вопроса

В 1965 г. Е. Цукеркандл и А. Поллинг [33] в статье "Молекулы, как документы истории эволюции" сформулировали кредо нового направления в науке - изучения информационных молекул: ДНК, РНК, белков с позиций теории эволюции. Они *показали*, что "сравнительное изучение последовательности *мономеров* молекул позволяет устанавливать филогенетические отношения между организмами". Эта идея оказалась исключительно плодотворной.

Основополагающее значение имело выявление последовательностей нуклеотидов рибосомальных РНК. Рибосомы очень древнего происхождения, их РНК были и остаются широко распространены у всех *Prokaryota* и *Eukaryota*, а их функции эквивалентны у всех таксонов. Примером может служить молекула $16S_R$РНК, в которой имеются области, как экстремально консервативные, так и вариабельные. Анализ этих областей дает возможность устанавливать как близкие, так и далекие родственные отношения (связи). Сиквенс этих молекул позволяет выразить степень родства в количественных характеристиках.

Эти идеи были высказаны и в блестящей форме экспериментально подтверждены Карлом Воузом, его школой и последователями [28, 29, 30,31,22]. Это привело к открытию нового царства живого клеточного мира *Archaea* и к перестройкам в мегасистематике живого мира.

В то же время успешными результатами этих исследований было подтверждено большое значение традиционных фенотипических характеристик. Ярким примером ценности фенотипического признака для таксономии истинных бактерий являются особенности строения их клеточной стенки. Таким образом, переход таксономических исследований на более высокий молекулярный уровень не отверг традиционных фенотипических признаков для систематики.

Для создания естественной системы К.Линней [26] предложил путь таксономических исследований от видов к родам, отрядам, классам. Это классический путь. Э. Геккель – основоположник системы кайнозойских радиолярий - продолжил классический путь исследований, повысив иерархический уровень отрядов *Spumellaria* и *Nassellaria*, выделенных Х.Эренбергом, до ранга легионов.

Обсуждение проблемы:

В настоящее время существуют два направления:

1. Мегасистематика занимающаяся изучением естественной системы и иерархии органического мира от империй до типов (впервые термин «империя» предложил Н.Н. Воронцов). Библиография последних работ по мегасистематике представлена в статье Anders K.Krabberod, Jon Brate и др. [13] Мега- и макро-

систематика базируется на выделении монофилитических таксонов по анализам: 18S и 28S rDNA; 16S rRNA Phylogeny.

2. Экоморфологическая систематика занимающаяся изучением животного мира по классическому пути, предложенному К. Линнеем и продолженному другими исследователями. Это классический путь исследований биоты от видов к родам и др., не потерявший значения и в XXI веке. Экоморфологический подход усилился применением математических методов по программам, подтвердившим возможность более точного определения видов и родов на палеонтологическом материале для филогении и стратиграфии [10]. Экоморфологическому направлению исследований посвящены сотни работ, например [1,6,4,20] и др. В этом направлении исследований очень важно определение вида.

О проблеме вида

Классические работы Н.К. Кольцова [3] по биофизике клетки и, особенно, по факторам среды, определяющим форму клетки, до настоящего времени не потеряли основополагающего значения. Морфологическое определение вида осложняется индивидуальной изменчивостью, которая может быть обусловлена и генетическими и негенетическими модификациями, вызываемыми меняющимися условиями водной среды. У *Nassellaria* форму клетки и скелета формирует кремний, содержащийся в межслойном пространстве мембран [14]. Нуклеаксоподиальный комплекс у *Nassellaria* – относится к важнейшим органеллам клетки [15]. Число основных отделов и их размеры зависят от степени развития клетки и аксоподиального комплекса. Судя по различному числу аксоподиальных отверстий, пронизывающих раковины, можно предположить их большое значение для таксономии радиолярий, помня о соответствии этих отверстий (называемых «порами») аксоподиальному комплексу живого организма. Радиолярии относятся к полиплоидным организмам. «Полиплоидия – единственный установленный способ мгновенного видообразования» [5, стр. 352]. *«… большие вариации морфологии могут свидетельствовать о наличии полового размножения»* по К.Греллу.

В огромном объеме публикаций по проблеме биологического вида, выделяются работы: А.Н. Северцова [8], Э. Майра [5], Ф.Г. Добжанского [19], сформулировавшего представление об изолирующих механизмах эволюции, которые поддерживают генетическое единство вида. Основы политипической концепции вида были заложены Н.И. Вавиловым: «Вид – обособленная сложная морфо-физиологическая система, связанная в генезисе с определённой средой и ареалом» [2]. Правило экологической ниши было предложено Г.Ф. Гаузе [17] и Н.В. Тимофеевым-Ресовским [9]. Большой прогресс был достигнут И.А. Раппопортом [7], открывшим химический мутагенез. Изменения радиолярий в самой большой степени зависят от физико-химических факторов среды в Мировом океане [11, 12]. Таким образом, согласно современной концепции синтетической теории эволюции объём биологического вида признаётся в узком спектре.

В современной концепции приоритет определения видов принадлежит русским ученым. Вид служит основополагающей таксономической единицей при разработке биостратиграфических зональных шкал осадочного слоя Мирового океана.

Отбрасывание результатов точных измерений элементов раковин Nassellaria при определении их таксономического статуса, ведет к потере весьма ценной информации о развитии организмов и к потере значимости важнейшего признака – общей формы.

В мегатаксономии выделяются иерархические уровни от империи до типов.

Кластерный анализ по 18s rRNA eucaryotic в большой степени отражает таксономические концепции. Увеличение числа типов является закономерным

результатом получения новой информации. Это естественный процесс увеличения знания о биосфере. Молекулярные анализы немногочисленны и очень дороги.

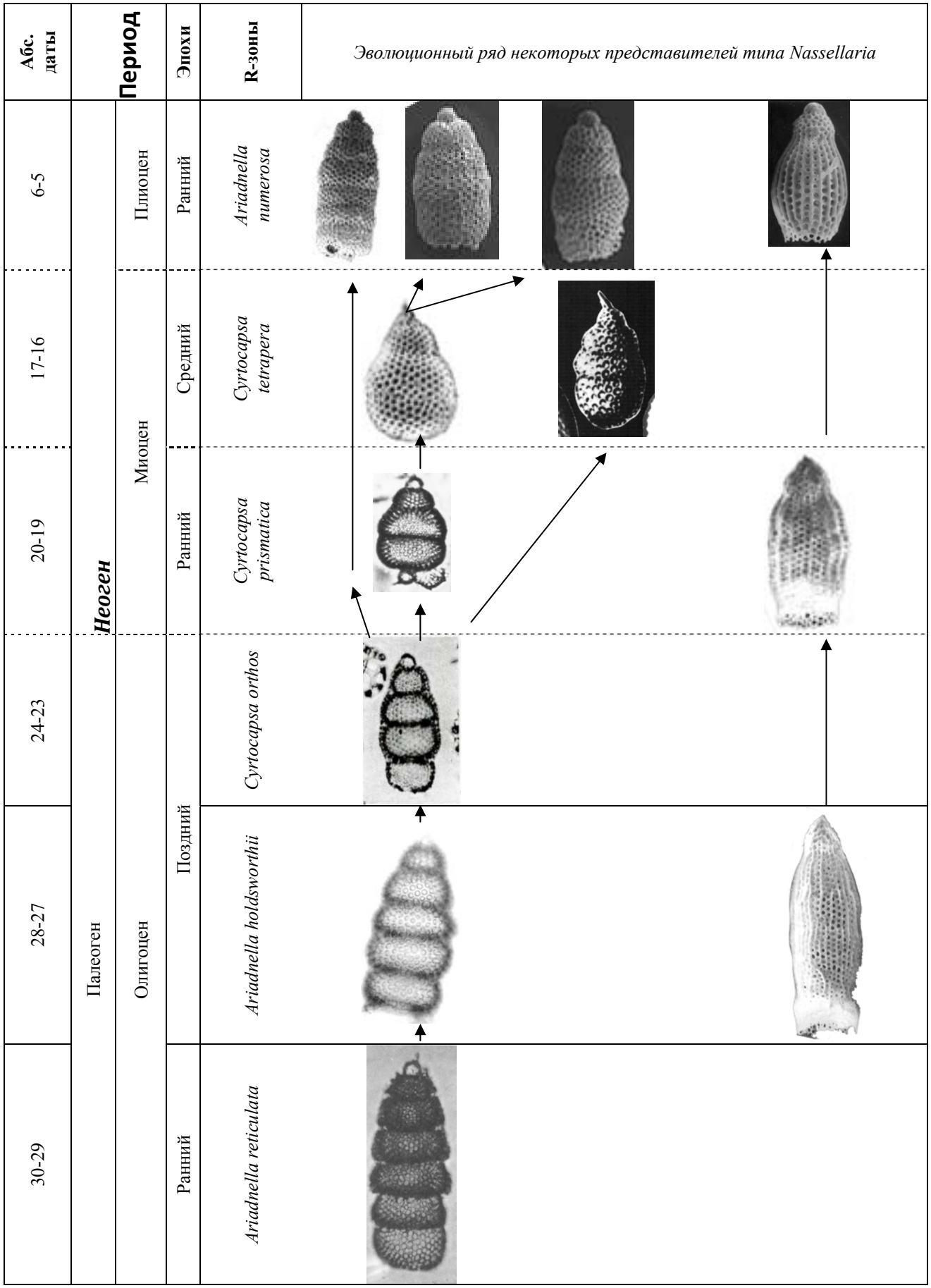
К сожалению, удивляет устойчивость двух искусственных полифилетических таксонов – *Phytomastigophora* и *Zoomastigophora*, выделенных Калкинсом [16], в связи с дискуссией о происхождении *Radiolaria sensu lato* , за последние 100 лет. Эти гетерогенные таксоны до 80-х годов сохранились в статьях Grell [24], Levine et al. [25] и др. Классы и типы в этой разнородной массе были выделены по «жгутикам», а не по характеру митохондриальных крист. Общая морфология и метаболизм тела *Cercomonadida* существенно сближают их с *Rhizomastigida*.

Каждый кластерный дорогостоящий анализ и представляет микробиологическое направление. Но эти анализы пока невозможно использовать для колоссальной категории фоссилий кремнистого планктона кайнозойского океана, по которой стоятся биостратиграфические шкалы. Применение только одного направления – микробиологического, не позволит получить всю информацию. Поэтому второе направление представляется единственно возможным в решении проблем современной стратиграфии осадочного слоя океана. Классификация таксонов по экоморфологическому критерию в биостратиграфических шкалах пока совершенно необходима. Увеличение числа типов является закономерным результатом получения принципиально новой информации. Это естественный процесс увеличения знаний.

Заключение

В основе экоморфологической систематики лежит определенный план строения раковин радиолярий. Этот структурный план хорошо сохраняется в эволюционном стволе представителей типа *Nassellaria* (рис.1). *Radiolaria* полифилетический таксон. База данных количественных анализов содержания радиолярий (на весовые единицы) по 7-ми глубоководным разрезам северо-запада Тихого океана была использована для подтверждения вывода об антикорреляции представителей типов Spumellaria по отношению к Nassellaria. Принципиальное значение этих данных заключается в новой информации их количественных соотношений, что повышает значение экоморфологического подхода к установлению естественной системы Radiolaria с выделением типов Spumellaria и Nassellaria [12].

Антикорреляция, как факт, может быть использована в выводах о различных стратоуровнях существования в водной толще, а так же о различиях физико-химических градиентов природной среды океана. Ранее [27] были приведены данные различных числовых значений Spumellaria и Nassellaria в разных районах Тихого и Атлантического океанов. В этой же работе приведены важные экспериментальные данные различных стратоуровней распространения в океане представителей названных типов (при замерах в ловушках по 1 $м^2$ в сутки). Принимая во внимание колоссальное разнообразие Radiolaria, можно с большой долей вероятности, предположить, что при дальнейшем развитии знаний по этой категории органического мира океана, в Radiolaria будут выделены новые типы. Иерархический уровень Radiolaria в мегатаксономии в настоящее время можно определить в ранге подцарства, относящемуся к царству Protista, выделенного Эрнстом Геккелем.


Абс. даты
Период
Эпохи
R-зоны
Эволюционный ряд некоторых представителей типа Nassellaria
6-5
17-16
20-19
24-23
28-27
30-29
Неоген
Палеоген
Плиоцен
Миоцен
Олигоцен
Ранний
Средний
Ранний
Поздний
Ранний
Ariadnella numerosa
Cyrtocapsa tetrapera
Cyrtocapsa prismatica
Cyrtocapsa orthos
Ariadnella holdsworthii
Ariadnella reticulata

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алеев Ю.Г. Экоморфология. Киев: Наукова думка, 1986.
2. Вавилов Н.И. Линнеевский вид как система. М.-Л.: Сельхозгиз, 1931. 32 с
3. Кольцов Н.К. Организация клетки. М.-Л.: Биомедгиз. 1938.
4. Кусакин О.Г., Дроздов А.Л. Филема органического мира. Часть 2. Прокариоты и низшие эвкариоты (Prokaryotes, Eukaryotes). С.-Пб.: Наука, 1998. 357 с.
5. Майр Э. Зоологический вид и эволюция. М. 1968. 597 с.
6. Мирабдулаев И.М. Проблемы классификации живого на уровне царств // Ж.общ. биол.1989. Т. 50, №6. С. 725-736.
7. Раппопорт И.А. Открытие химического мутагенеза. Избранные труды. М.: Наука, 1993. 268 с.
8. Северцов А.Н. Морфологические закономерности эволюции. М.-Л., 1939. 610 с.
9. Тимофеев-Ресовский Н.В., Тимофеева-Ресовская Е.А., Циммерман Л.М. Экспериментально-систематический анализ географической изменчивости и формообразования у Epilachna chrysomelina. 1965. С. 27-63 / Труды ин-та биологии УФ АН СССР, вып. 44.
10. Точилина С.В., Косенкова С.Т. Об информативности критериев для классификации Nassellaraia (Radiolaria) на примере семейства Lamprocyclidae // Палеонтол. журнал. 2001. № 6. С. 10-17.
11. Точилина С.В., Попов В.С. Корреляционный анализ минерального состава радиолярий (на примере опорного разреза кайнозоя, Западно-Тихоокеанская плита, скв. 436, 56-й рейс б/с «Гломар Челленджер») // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291 (2). С. 429-433.
12. Точилина С.В. Эволюция биогеографических провинций западной части Тихого океана и его окраинных морей в кайнозое //Дальневосточные моря России. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 417-427.
13. Anders K.Krabberшd, Jon Brete, Jane K.Dolven, Randi F.Ose, Dag Klaveness, Tom Kristensen, Kjell R.Bjшklund, Kamran Shalchian-Tabrizi. Radilaria Divided into Polycystina and and Spamaria in Combined 18S and 28S rDNA Phylogeny. Radilaria phylogeny v.6 i.8, e23526, s.10, 2011
14. Cachon J., Cachon M. Organization de l'axoplaste et de axopodes des Radiolares Nassellaires: Transition entre des systems microtubulaire, microfibrillaire et micropris matique // Congress Inter. de Microscopie electronique, Grenobl, 1970. P. 1-34.
15. Cachon J., Cachon M. Le systєme axopodial des Radiolaires. *Nassellaria* // Archiv fьr Protistenkunde. 1971. N 113. S. 80-97.
16. Calkins Y.N. Protozoology. L., 1909. 349 p.
17. Gause G.F. The Strugge for Existens. Baltimore, Williams and Wilkins. 1934.
18. Cavalier-Smith Th. Only six kingdoms of life // Proc. R. Soc. Lond. B 2004. V. 271. P.1251-1262.
19. Dobzhansky Th. Genetics and the origin of species. Ist. ed. Columbia Univ. Press. N.-Y. 1937.
20. Epstein S., Lypez-García P. "Missing" protests: a molecular prospective // Biodivers Conserv. 2008. V. 17. P. 261-276.
21. Christianen T. Algae. N.Y. 1994
22. Fox G., Stackebrandt E., Hespell R., Gibson J., Maniloff J., Dyer T., Wolfe R., Balch W., Tanner R., Magrum L., Zablen L., Blakemore R., Gupta R., Bonen L., Lewis B., Stahl D., Luehrsen K., Chen K., Woese C. The phylogeny of prokaryotes // Science. 1980. V. 209. P. 457-463.
23. Grell K. Die Chromosomen von *Aulacantha Scolymantha* Haeckel // Ar. f. Protist. 1953. Bd 99, H.1/2. S. 1-54.
24. Grell K, Protozoology. Berlin, 1968. Aufl. 511 c.
25. Levine N.D. et. al. A newly revised classification of the Protozoa // J.Protozool. 1980. Vol.27. P.37-58.
26. Linnaeus C. Systema naturae sive regna tsia naturae systematice proposita per classes, ordines, genera et species // Lugduni. Batavorum, 1735. P. 1-12.
27. Takahashi K. Radiolaria: Flux, Ecology and Taxonomy in the Pacific and Atlantic. Woods Hole Oceanographic Institution USA: Ocean Biocoenosis Series, J 991. N3. 1991. 301 p.
28. Woese C.R., Fox G. Phylogenetic structure of the prokaryotic domain the primary kingdoms // Proceedings of the National Acad. of Sci. USA. 1977b. N 74. P. 5088-5090.
29. Woese C.R., Weisburg W.G., Paster B. J., Hahn C.M., Tanner R.S., Krieg N.R., Koops H.P., Harms H., Stackebrandt E. The phylogeny of purple bacteria: the beta subdivision // Syst. Appl. Microbiol. 1984. N. 5. P. 327-336.
30. Woese C.R. Bacterial evolution // Microbiol. Rev. 1987. N. 51. P. 221 - 271.
31. Woese C.R. There must be a Prokaryote somewhere: microbiology's search for itself // Microbiol. Reviews, Mar. 1994. V. 58 (1). P. 1-9.
32. Zettler L.A., Sogin M.L., Caron D.A. Phylogenetic relationships between the Acantharea and the Polycystinae: A molecular perspective on Haeckel's Radiolaria // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 1997. Vol. 94. P.11411-11416.
33. Zuckerkandl E., Pauling L. Molecules as documents of evolutionary history // Journ. of Theoretical Biology. 1965. N 8. P. 357-366.

СЕКЦИЯ НАННОПЛАНКТОН

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕМИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА РОССИИ ПО ИЗВЕСТКОВОМУ НАННОПЛАНКТОНУ

Головина Л.А.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: golovina@ginras.ru

TOWARDS A MIDDLE–LATE MIOCENE CALCAREOUS NANNOPLANKTON BIOSTRATIGRAPHY OF THE SOUTHERN RUSSIA

Golovina L.A.
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: golovina@ginras.ru

Несмотря на высокую изученность различных групп макро- и микрофауны средне- и верхнемиоценовых отложений вопросы объема региональных подразделений Восточного Паратетиса, их корреляция с подразделениями Центрального Паратетиса и Средиземноморья до сих пор вызывает острые дискуссии [5, 6, 7, 8 9]. Во многом эти разногласия обусловлены как неопределенностью границ региоярусов и недостатками их стратотипов, так и наличием обедненных комплексов планктонных микрогрупп, что разрешает прослеживать лишь тайльзоны в моменты наиболее морских условий бассейна [2, 5, 10]. При отсутствии зональных индекс-видов наннопланктона (исключение составляет только тарханская ассоциация со *Sphenolithus heteromorphus* индекс-видом зоны NN5) важное значение приобретают находки видов с узким стратиграфическим диапазоном, которые могут служить дополнительными биостратиграфическими маркерами. В рамках комплексных микропалеонтологических исследований на Таманском полуострове и Северном Предкавказье были получены новые данные, позволяющие выделить вспомогательные биостратиграфические подразделения – *слои с наннопланктоном* в тарханских, конкских, мэотических и понтических отложениях юга России [1, 3, 4, 12, 22, 25, 26].

Стратотип и гипостратотип тархана, установлены на Керченском полуострове (разрезы мыса Тархан и Малый Камышлак, Украина), для территории России опорный разрез тархана определен в Предкавказье (балка Яман-Джалга, р. Кубань) [6, 11, 14, 15]. В этом разрезе выделяются **слои с Sphenolithus heteromorphus**, охватывающие кувинские, тарханские и аргунские слои тарханского региояруса. Нижняя граница слоев с Sphenolithus heteromorphus соответствует подошве кувинских слоев и устанавливается по появлению обильных *Braarudosphaera bigelowii, Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera carteri, H. waltrans*, *H. mediterranea, Rhabdosphaera sp., Reticulofenestra pseudoumbilica, Sphenolithus heteromorphus.* Верхняя граница определяется по резкому сокращению присутствия наннопланктона в верхах аргунских слоев. Слои с Sphenolithus heteromorphus прослеживаются в тарханских отложениях Крыма (Коп-Такыл, Малый Камышлак) (Головина, Гончарова), Северного Предкавказья (р.Белая; р.Большой Зеленчук; р. Кубань -балка Яман-Джалга и с. Усть-Невинка) [10], а восточнее - в Дагестане (р. Рубас-чай) и Азербайджане (р. Сумгаит, с. Перекишкюль) [13]. Несмотря на присутствие *Sphenolithus heteromorphus* - индекс-вида зоны NN5 шкалы Э. Мартини [23], вопрос о зональной принадлежности этого комплекса до сих пор не был решен однозначно, так как стратиграфический диапазон *S. heteromorphus* охватывает зоны NN4-NN5 [9, 10, 16]. Присутствие в ассоциации *Helicosphaera waltrans* является важным дополнительным маркером для корреляции выделяемых слоев с S. heteromorphus с частью интервала зоны NN5. Биогоризонт с *H.*

waltrans описан Т.Теодоридисом [30] в Италии в пределах зоны NN5 (лангий), нижнем падении Карпатского прогиба и используется в качестве биостратиграфического маркера зоны NN5 в Центральном Паратетисе [20, 21, 27 29]. Считается, что распространение вида ограничено узким стратиграфическим интервалом (FO *H. waltrans* вероятно соответствует угасанию вида-индекса *Helicosphaera ampliaperta* зоны NN4), примерно соответствующим времени существования стратиграфически значимого вида фораминифер *Globigerinoides bisphericus* и FO *Praeorbulina ssp., Orbulina suturalis* [29].

Стратотип конского регионяруса (балка Скотоватая, р. Конка, Украина) не охватывает все его подразделения [5, 11, 14]. В опорном разрезе, предложенном для конки на территории России (р. Белая, п.г.т. Тульский, балка Чумная), также отсутствуют базальные слои; следовательно, нет полного представления об объеме регионяруса и его палеонтологической характеристике [11]. В качестве одного из гипостратотипов конкского регияруса был предложен разрез антиклинали горы Зеленского, где конкские отложения вскрываются в непрерывной последовательности от карагана до сармата [2, 4, 5]. В этом разрезе выделяются **слои с Reticulofenestra pseudoumbilica** охватывающие конкские отложения. По анализу качественного и количественного состава ассоциации наннопланктона и фораминифер выделяются три этапа. Нижняя граница слоев с R. pseudoumbilica определяется по появлению наннопланктона совместно с планктонными фораминиферами *Globigerina* и бентосными фораминиферами *Bolivina, Quiqueloculina, Cassidulina, Reussella, Discorbis, Articulina, Nodobacullariell* [3, 12, 26] и характеризуется таксономически бедным составом наннопланктона. Второй этап характеризуется присутствием *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus pelagicus*, *Cricolithus jonesi*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Rhabdosphaera sicca*, *R. poculi*, *R. pannonica, Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus moriformis, Discoaster* sp., *Helicosphaera* sp., *Sphenolithus* sp., *Thoracosphaera* sp. Третий этап характеризуется своеобразными биономическими условиями с развитием моновидовой ассоциации *Reticulofenestra pseudoumbilica*. Верхняя граница *слоев* устанавливается по последнему присутствию *R. pseudoumbilica* и соответствует кровле конкских отложений. Слои *с R. pseudoumbilica* прослеживаются в конкских отложениях Таманского полуострова (антиклиналь Зеленского) и в разрезах Предкавказья (р. Белая, р. Пшеха, р. Фарс) [22].

Анализ таксономического состава наннопланктона позволяет соотнести его с нерасчленным комплексом зон NN6 Discoaster exilis – NN 7 Discoaster kugleri и коррелировать с отложениями верхнего бадения (косовия) Центрального Паратетиса [22]. Наличие *Rhabdosphaera poculi* и *Rhabdosphaera pannonica* является важным дополнительным биомаркером, так как ранее считалось, что эти виды присутствуют только в Центральном Паратетисе [17, 18, 19, 27, 28].

Стратотип мэотиса установлен в районе г. Аршинцево (бывш. Камышбурун, Керченский п-ов, Украина) и представлен мелководными отложениями сокращенной мощности [14]. Для территории России опорным разрезом мэотиса является разрез мыса Попов Камень [11]. Стратотип (лектостратотип) понта находится в районе г. Одесса и поскольку там обнажен только нижний подъярус понта, был предложен неостратотип - разрез в районе г. Аршинцево (г. Керчь, Украина) [14, 15]. Для территории России опорным разрезом понтического регионяруса является разрез мыса Железный Рог [11], где установлены **слои с Braarudosphaera bigelowii и Lithostromation perdurum**, охватывающие верхи мэотиса – низы нижнего понта. Таксономический состав и численность наннопланктона значительно меняется в пределах выделяемых слоев. На основании совместного анализа наннопланктона и диатомовых прослеживаются два этапа. Нижняя граница слоев устанавливается в

верхней части верхнего мэотиса по появлению наннопланктона с доминированием *Braarudosphaera bigelowii,* частыми *Syracosphaera pulchra, Syracosphaera sp.,* более редкими *Coccolithus pelagicus,* единичными *Discoaster sp*. и *Lithostromation perdurum., Reticulofenestra spp., Rhabdosphaera sp*. , *Thoracosphaera* sp. совместно с морскими видами диатомей (Unit I) [25, 26]. Второй этап характеризуется развитием монотаксонной ассоциации *B.bigelowii* (Unit II) и лишь в кровле слоев (диатомит N) помимо *B. bigelowii,* вновь появляются редкие *Syracosphaera sp., Coccolithus pelagicus, Lithostromation perdurum., Reticulofenestra spp*. Верхняя граница слоев устанавливается по исчезновению наннопланктона в низах нижнего понта. Слои с Braarudosphaera bigelowii прослеживаются в опорных разрезах Таманского полуострова (Железный Рог, Тамань, Попов Камень, Холодная Долина) [1, 25, 26]. Комплексы наннопланктона не содержат зональных и стратиграфически значимых видов за исключением единичных *Discoaster intercalaris* обнаруженных в отложениях верхнего мэотиса (Unit I) в разрезе Попов Камень. Стратиграфический диапазон этого вида охватывает зоны CN9A – CN10A шкалы Окада и Бакри [24].

Таким образом, в настоящее время по результатам изучения наннопланктона в опорных разрезах средне-верхнемиоценовых отложениях юга России установлены вспомогательные биостратиграфические подразделения: в тарханских отложениях - **слои с Sphenolithus heteromorphus,** в конкских отложениях - **слои с Reticulofenestra pseudoumbilica,** в верхнемэотических-нижнепонтических отложениях - **слои с Braarudosphaera bigelowii и Lithostromation perdurum**.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вернигорова Ю.В., Головина Л.А., Радионова Э.П.* (2011). Фораминиферы из мэотических отложений разрезов Попов Камень – Холодная долина, Таманский полуостров. Корреляция с наннопланктоном и диатомеями // Проблеми стратиграфії і кореляції фанерозойських відкладів України. Матеріали XXXIII сесії Палеонтол. товариства НАН України. Киев. С. 106-107.

2. *Вернигорова Ю.В., Головина Л.А., Гончарова И.А.* (2006). К характеристике конкских отложений Таманского полуострова // Проблеми палеонтологіП та біостратиграфіП протерозою і фанерозою УкраПни. Зб. наук. пр. ІГН НАН УкраПни. Київ: ІГН НАН УкраПни. С. 231-242.

3.*Головина Л.А*., *Радионова Э.П*., *Филиппова Н.Ю. и др.* (2011). Комплексное литобиостратиграфические изучение опорных разрезов среднего-верхнего миоцена Таманского полуострова // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России. М., ГЕОС. С.44-53.

4. *Головина Л.А., Гончарова И.А., Ростовцева Ю.В.* (2004). Новые данные по биостратиграфии (наннопланктон, моллюски) и литологии среднего миоцена таманского полуострова и Западного Предкавказья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.12, № 6. С. 103-112.

5. *Гончарова И.А., Головина Л.А.* (2007). К проблеме стратиграфии конкских отложений // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: Зб. наук. пр. ІГННАН України. К.: НораСпрінт. С. 289-297.

6. *Гончарова И.А.* (1989). Двустворчатые моллюски чокракского и тарханского бассейнов. М.: Наука. Т. 234. 200 с.

7. *Гончарова И.А., Хондкариан С.О. Щерба И.Г.* (2001). Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть первая – тархан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 9, № 2. С. 100-112.

8. *Гончарова И.А., Хондкариан С.О. Щерба И.Г.* (2002). Тархан-караганский этап развития Эвксино-Каспийского бассейна (Восточный Паратетис). Часть вторая // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 9. № 5. С. 94-108.

9. *Носовский М.Ф., Богданович Е.М.* (1984). К проблеме корреляции тарханского региояруса по наннопланктону // Докл. АН СССР. Т. 275, № 2. С. 440-441.

10. *Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А.* (2003). Восточный Паратетис: тарханский и конкский региоярусы. М. Научный мир. 193 с.

11. *Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др*. (2004). Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. М. 83 с.

12. *Попов С.В., Ростовцева Ю.В., Радионова Э.П. и др.* (2011). События неогена Паратетиса и их отражение в таманских разрезах // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России. М. ГЕОС. С. 85-96.

13. *Попов С.В., Сычевская Е.К., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Головина Л.А.* (2008). К стратиграфии майкопских отложений и птероподовых слоев северного Азербайджана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.16, № 6. С. 90-103.

14. *Стратиграфия СССР*. (1986). Неогеновая система (полутом 1) // М.: Недра. 420 с.

15. *Стратотипы ярусов неогена.* (1975). Т. 2. Комитет по стратиграфии Средиземноморья. Братислава. 363 с.

16. *Andreyeva-Grigorovich A.S., Savytskaya N.A*. (2000). Nannoplankton of the Tarkhanian deposits of the Kerch Peninsula (Crimea) // Geol. Carpathica. V. 51, N 6. P. 399-406.

17. *Chira C., Malacu A*. (2008). Biodiversity and paleoecology of the Miocene calcareous nannoplankton from the Sibiu Area (Transilvania, Romania) // Acta Palaeontologica Romaniae. V.6. P. 17-28.

18. *Chira C., Marunteanu M.* (2000). Calcareous nannofossils and dinoflagellates from the Middle Miocene of the Transylvanian Basin, Romania //Abstract. 8th INA (International Nannoplankton Association) Conf., Bremen. Journal of Nannoplankton Research. N 22. V. 2. P. 89-90.

19. *Chira C., Szabo E., Ianoliu C.* (2000). Badenian (Middle Miocene) calcareous nannofossils from Paglisa (Cluj District): biostratigrafical importance // Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia. V. XLV, N 2. P. 21-31.

20. *Жоріж S., Љvabenska L., Rцgl F., Petrova P.* (2007). Stratigraphical Position of *Helicosphaera waltrans* Nannoplankton Horizon (NN5 Lower Badenian)//Joannea Geol. Palдont. V. 9. P. 17-19.

21. *Жоріж S., Љvabenska L.* (2004). Calcareous nannofossil biostratigraphy of the Grund Formation (Molasse Basin, Lower Austria) // Geologica Carpathica. V. 55. P. 147-153.

22. *Golovina L., Vernigorova Yu*. (2011). Middle Miocene (Konkian) calcareous nannoplankton and foraminiferal assemblages (Taman Peninsula an Cis-Caucasia, Russia) // The 4th International Workshop on the Neogene from the Central and South-Eastern Europe. Abstracts.Banska Bystrica. P. 11-12.

23. *Martini, E.* (1971). Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation // Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma. P. 739-785.

24. *Okada H., Bukry D.* (1980). Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975) // Marine Micropaleontol. V. 5. P. 321–325.

25. *Radionova E.*, *Golovina L.* (2011). Upper Maeotian-Lower Pontian «Transitional Strata» in the Taman Peninsula: Stratigraphic Position and Paleogeographic Interpretation // Geologica Carpathica,. P. 62-100.

26. *Radionova E.*, *Golovina L., Filippova N., et al.* (2012). Middle-Upper Miocene stratigraphy of the Taman Peninsula, Eastern Paratethys // Central European Journal of Geosciences. V. 4, No. 1. P. 188-204.

27. *Rцgl F., Mьller C.* (1978). Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe) // DSDP Volume XLII Part 1. P. 985-990.

28. *Rцgl F., Mьller C.* (1976). Das Mittelmiozдn und die Baden-Sarmat Grenze in Walbersdorf (Burgenland) // Ann. Naturhistor. Mus. Wien. V. 80. P. 221-232.

29. *Svabenska L.* (2002). Calcareous nannofossils of the Upper Karpatian and Lower Badenian deposits in the Carpathian Foredeep, Moravia (Czech Republic) // Geologica Carpathica. V. 53. P. 197–210

30. *Teodoridis S.* (1984). Calcareous nannofossils biozonation of the Miocene and revision of the *Helicoliths* and *Discoasters* // Utrecht Micropaleontological Bulletins. V. 32. P. 268.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ АНГОЛЬСКОЙ И КАПСКОЙ КОТЛОВИН ПО МИКРОФОССИЛИЯМ

Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Свальнов В.Н.
Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН (ИО РАН), Москва, e-mail: senidol@yandex.ru

QUATERNARY MICROFOSSILS BIOSTRATIGRAPHY FROM THE ANGOLE AND CAPE BASINS SEDIMENTS

Dmitrenko O.B., Kazarina G.Kh., Sval'nov V.N.
P. P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow, e-mail: senidol@yandex.ru

Исследование микрофоссилий (известковый наннопланктон и диатомовые водоросли) проводилось в осадках 4-х колонок (станции 2182, 2189, 2190 и 2194) и двух дночерпательных монолитов (станции 2194 и 2195), поднятых в Ангольской (ст. 2182) и Капской (ст. 2189, 2190, 2194, 2194-1, 2195) котловинах (юго-восточная часть Атлантики) в ходе 29-го рейса НИС «Академик Иоффе» (2009 г.).

Образцы получены в районе развития Субантарктической конвергенции — южного полярного фронта (ЮПФ). Известно, что для океанской флоры (диатомей и известкового наннопланктона), населяющей исключительно поверхностные воды, ЮПФ является почти непреодолимым барьером. Фронт ограничивает с севера распространение холодолюбивой по своей природе флоры диатомей, что определяет ее эндемичность. К широтной полосе глубоководной части Антарктики, ограниченной с севера ЮПФ, приурочена и максимальная для Мирового океана численность диатомовых в поверхностном слое осадков, входящих в состав субантарктической ассоциации. К северу от ЮПФ количество диатомей в осадках резко сокращается [1, 2]. Распространенная здесь ассоциация диатомей совмещает в себе элементы субарктической и субтропическо-тропической флор. Кроме того, фронт служит южной границей массового распространения теплолюбивой субтропической флоры известкового наннопланктона.

Станция 2182 расположена в пределах субтропической биогеографической (БГ) зоны (23є30.52' ю.ш., 04є17.19' з.д.; гл. 4990 м), где присутствует наннопланктон. Колонка представлена в разной степени окисленными пестроцветными карбонатными (кокколитово-фораминиферовыми, фораминиферово-кокколитовыми) осадками. На глубине 56 см обнаружена резкая неровная граница перерыва.

В Капской котловине станции находятся в умеренной зоне на глубинах 4708 – 5200 м. Положение их ограничено координатами 35°20.56' – 36°35.48' ю.ш., 03°01.70' – 08°10.91' в.д. В этом районе усиливается влияние ЮПФ, местами встречаются диатомовые водоросли. Другие различия двух котловин определяются составом осадков, уровнем карбонатной компенсации, а так же положением их относительно Китового хребта, который препятствует проникновению в Ангольскую котловину истинных антарктических холодных вод, способных интенсивно растворять известковые наннофоссилии [4]. На станциях в Капской котловине вскрыты главным образом окисленные миопелагические глины с горизонтами железо-марганцевых конкреций, местами с маломощными слоями карбонатных, известковисто-глинистых и глинисто-известковых илов.

Результаты изучения микрофоссилий показали существенную разницу в разрезах котловин. Так, наиболее представительный кокколитовый материал получен при исследовании в Ангольской котловине колонки 2182 длиной 215 см (рис. 1). Вид *Emiliania huxleyi* присутствует в интервале 0 – 25 см, определяя одноименную верхнюю наннопланктонную биостратиграфическую зону по схеме С.Гартнера [7].

Ниже (гор. 25-115 см) следуют нерасчлененные зоны Gephyrocapsa oceanica (0.27 - 0.44 млн лет) + Pseudoemiliania lacunosa (0.44 – 0.92 млн лет), виды-индексы которых присутствуют совместно. Более ранние зоны этой схемы (small Gephyrocapsa и Helicosphaera sellii) в разрезе не выявлены. Возможно, соответствующие им осадки размыты и переотложены в вышележащие зоны, увеличивая их объем и свидетельствуя о перерыве в осадконакоплении. Глубже 115 см в разрезе постоянно присутствует вид *Calcidiscus macintyrei*, индексирующий нижнюю зону раннего плейстоцена (1.51 – 1.65 млн лет). Во вторичном залегании встречены редкие верхнеплиоценовые дискоастеры. Структура комплексов кокколитов предполагает более тепловодные условия во время образования верхней части разреза и наиболее холодноводную среду во время формирования гор. 170 – 175 см, что, вероятно, связано с усилением в это время подтока холодных вод, воздействием апвеллингов (канарская часть апвеллинга), и приближением ЮПФ. Интервалы с повышенным (0 – 56, 100 – 150 см) и пониженным (57 – 100, 150 – 165см) содержанием кокколитов могут свидетельствовать о пульсации ЮПФ и вариациях условий существования наннофлоры в четвертичное время.

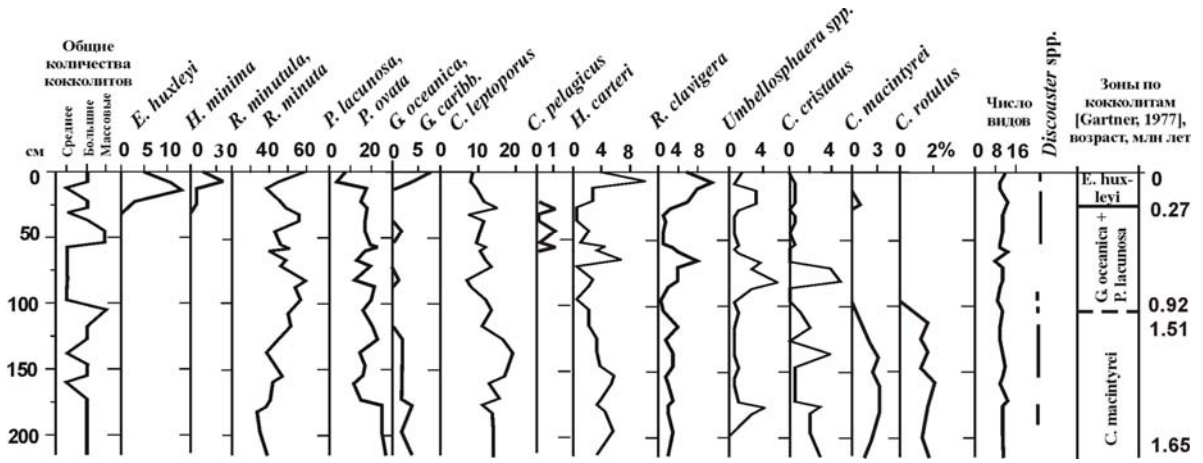


Рис. 1. Распределение наннофоссилий в колонке 2182.

В Капской котловине станции расположены в современной умеренной биогеографической зоне, в худших поверхностных и придонных условиях. Располагаясь юго-восточнее, они в большей мере, чем ст. 2182, подвержены влиянию Бенгельского течения и одноименного апвеллинга. В четвертичное время к этому району неоднократно приближался ЮПФ, смещение его к северу в Атлантике составляло до 6º широты [6]. Циркумполярное течение мощно подпитывало Бенгельское течение, расширяя и смещая на запад его трассу в раннем плейстоцене [3], что резко сказывалось на составе и численности остатков кокколитофорид в этом районе.

Осадки Капской котловины принадлежат верхнему плейстоцену, зоне Gephyrocapsa oceanica. Поскольку в них отсутствуют *Emiliania huxleyi, Pseudoemiliania lacunosa*, а также вид *Calcidiscus macintyrei* (индикатор нижнего плейстоцена), это ограничивает возраст отложений пределами 0.27- 0.44 млн лет [7]. В колонках выделено 2 - 3 интервала — более тепловодные (с широко развитыми субтропическими видами) и более холодноводные (с ограниченным комплексом видов, малочисленных и развитых дискретно), отражающие пульсацию ЮПФ. Важным моментом является наличие субтропических видов (*Calcidiscus leptoporus, Ceratolithus cristatus, Helicosphaera carteri, Rhabdosphaera clavigera)*, а также соотношение *Calcidiscus leptoporus* и холодноводного *Coccolithus pelagicus* (рис. 2). Численность последнего

возрастает с севера на юг и с запада на восток в связи с поступлением более холодных вод Бенгельского течения, поставляющего этот вид из субполярных областей. Данный вид почти не встречен в колонке 2182, его мало (1 – 2%) в разрезе ст. 2189. Численность его резко возрастает в колонке 2190 и далее на восток (ст. 2194, 2194-1, 2195), образуя скопления до 40% и более в обогащенных кокколитами горизонтах.

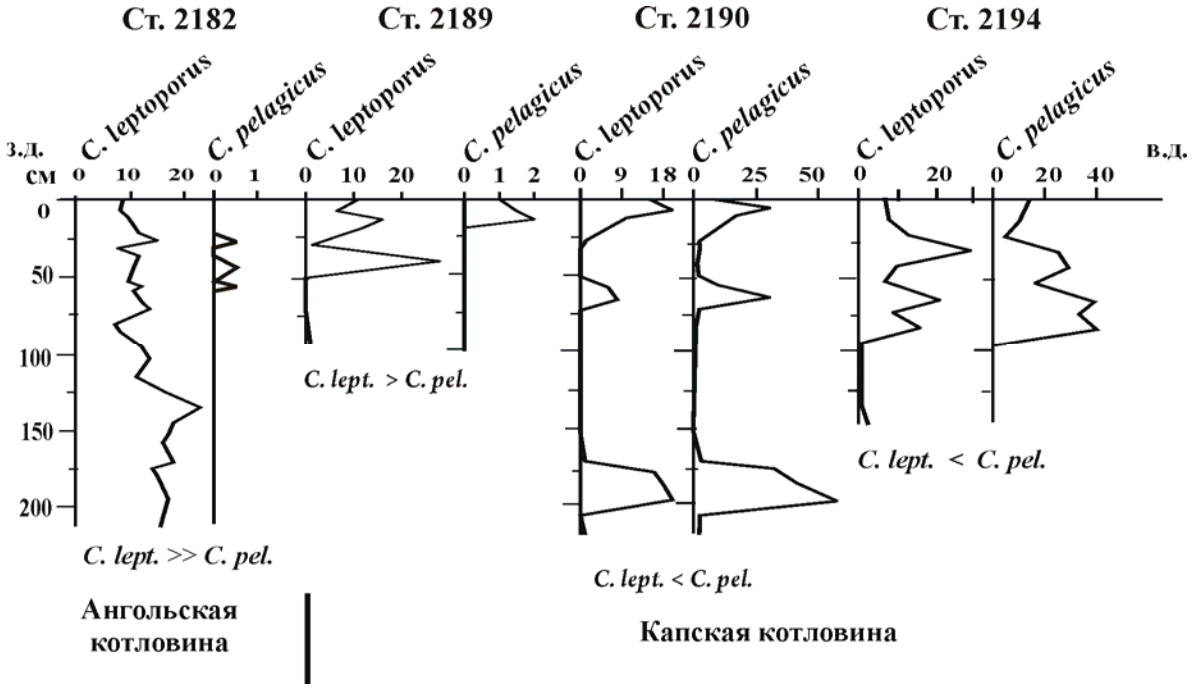


Рис. 2. Соотношение численности кокколитов видов Coccolithus pelagicus и Calcidiscus leptoporus в Ангольской и Капской котловинах.

Значительные количества диатомей обнаружены только в Капской котловине в осадках колонки 2190 (рис.3). Вниз по разрезу отмечаются существенные колебания процентного соотношения видов субантарктическо-антарктической и субтропической природы, отражающие подвижки в положении ЮПФ во времени. Вместе с ныне живущими видами диатомей в ряде проб осадков встречены вымершие виды, положение которых в разрезе может быть использовано как основа для его биостратиграфического расчленения. Эти стратиграфически ценные виды имеют как субтропическую *(Nitzschia reinholdii)*, так и антарктическую (*Hemidiscus karstenii*) природу. Находка *Nitzschia reinholdii* в самых верхних горизонтах (обр. 5 см колонки 2190) позволяет высказать предположение, что в данном разрезе отложения верхнего плейстоцена отсутствуют. Наличие по всей колонке в составе комплексов диатомей единичных створок *Fragilariopsis doliolus* — вида-индекса одноименной четвертичной зоны по схеме Д. Баррона, а также отсутствие *Nitzschia fossilis* определяют возраст отложений данного разреза в интервале не старше 0.7 и не моложе 0.3 млн лет.

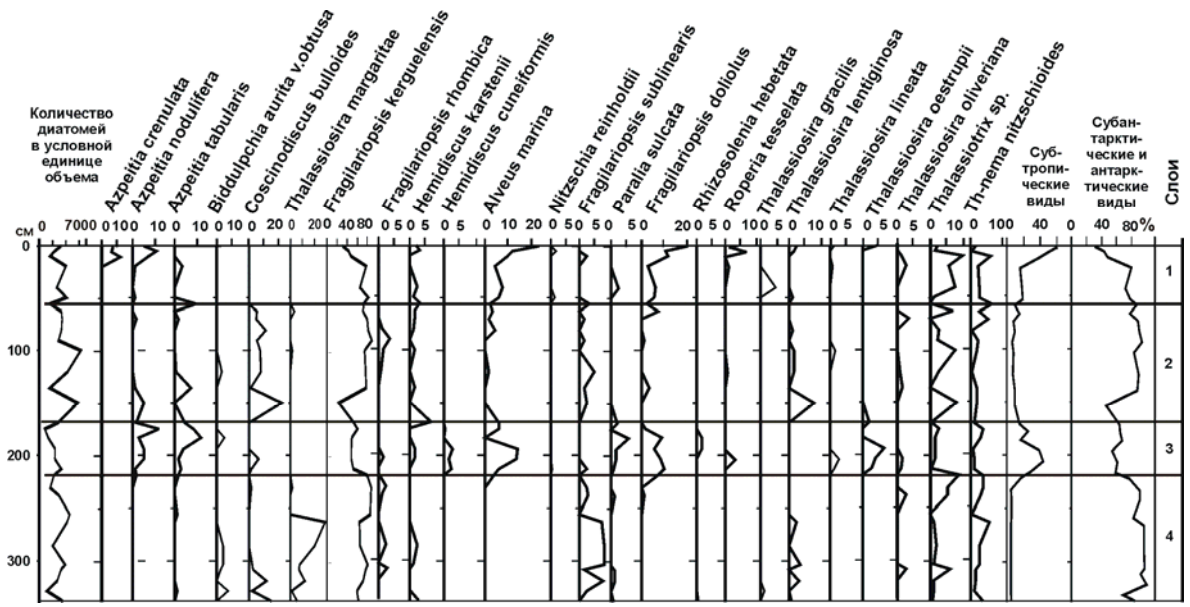


Рис. 3. Распределение наиболее характерных видов и экологических комплексов диатомей в колонке 2190.

Флористическая интерпретация комплексов диатомей в этой колонке свидетельствует о том, что за время накопления изученных осадков положение ЮПФ в данном районе по крайней мере дважды существенно менялось, смещаясь к северу (слои 2 и 4, см. рис. 3). В интервалах разреза 50 – 150 см и ниже 235 см смешанная субтропическо-субантарктическая флора диатомей замещалась субантарктическо-антарктической с небольшой долей субтропических элементов. При этом в более ранний временной эпизод (слой 4) перемещение ЮПФ к северу было выражено ярче.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жузе А.П., Козлова О.Г., Мухина В.В.* (1969). Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан: Микрофлора и микрофауна в современных осадках океанов. М.: Наука. С. 7 – 47.

2. *Казарина Г.Х., Мухина В.В.* (1989). Некоторые аспекты развития антарктической флоры диатомей в кайнозое. // Океанология. Т. 29. № 4. № С. 633-639.

3. *Оськина Н.С., Дмитренко О.Б.* (2011). Плейстоценовые температуры поверхностной воды в районе Бенгельского апвеллинга // Океанология. Т. 51. № 4. С. 696-706.

4. *Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х. и др.* Четвертичная седиментация в Ангольской и Капской котловинах (в печати).

5. *Barron T.A.* (1985). Miocene to Holocene planktonic diatoms // Plankton stratigraphy. Cambrige Univ. Press. P. 641-691.

6. *Ciesielski P.F., Weaver F.M.* (1983). Neogene and Quaternary paleoenvironmental history of Deep Sea Drilling Project Leg 71 sediments, Southwest Atlantic Ocean. Ludwig W.J., Krasheninnikov V.A. et al. (Eds.). Init. Repts. DSDP: Washington (U. S. Govt. Printing Office). V. 71. 461-477.

7. *Gartner S.* (1977). Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // Marine Micropaleontology. V. 2. P. 1-25.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО МЕЛА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА ПО ИЗВЕСТКОВОМУ НАННОПЛАНКТОНУ

Матвеев А.В.
Харьковский национальный университет им.В.Н.Каразина (ХНУ), Харьков, e-mail: mathwey@list.ru

NANNOPLANKTON STRATIGRAPHY OF LOWER CRETACEOUS OF SOUTH-WESTERN CRIMEA

Matveyev A.V.
V.N. Karazin Kharkiv National University (KhNU), Kharkov, e-mail: mathwey@list.ru

Введение. Нижний мел юго-западного Крыма привлекает внимание исследователей уже более 100 лет. Хорошая обнаженность района, обилие фауны и близость исследовательских центров (базы практик большинства геологических вузов) делают этот разрез наиболее изученным нижнемеловым разрезом Украины. Как следствие, стратиграфии этого района посвящены многочисленные работы, в том числе крупные сводки [2, 3, 4, 7].

Известковый наннопланктон района впервые был описан Вишневским А.В. и Меняйленко П.А. в 1963 году [1]. Авторы описывают достаточно богатый комплекс аптских наннофоссилий. Впрочем, принимаемая в работе номенклатура и систематика, а также недостатки иллюстраций не позволяют применять полученные данные. Выделенные ими четыре пачки отличаются только по общему содержанию кокколитов и соотношению основных видов, и отражают скорее палеогеографические нежели стратирафические закономерности.

Описание нижнемеловых наннофоссилий юго-западного Крыма с применением современных методик было приведено Шуменко С.И. в 1974 [5]. В статье приведено краткое описание около 40 видов наннопланкона, стратиграфическое распространение видов не приведено. Данные о стратиграфическом распространении баррем – аптского наннопланктона было опубликовано Шуменко С.И. позже в 1976 [6].

Таким образом, к настоящему времени фактически изучен систематический состав, и распространение известкового наннопланктона только из баррем – аптского интервала.

Материал. Нами был изучен ряд разрезов наращивающих и дополняющих друг друга: Верхоречье, Каратлых, Кабаний лог, Прохладное, Альма, Марьино. Кроме того, дополнительно изучались фациально отличные разрезы байдарско-чернореченской зоны: Байдарская долина, Балаклава, Кучки. Расположение изученных разрезов приведено на рис.1.

Нижний мел района представлен преимущественно терригенной толщей. В общем разрезе нижнего мела юго-западного Крыма отсутствуют верхи готерива и низы баррема и нижняя часть верхнего альба.

Известковый наннопланктон не обнаружен или имеет плохую сохранность в конгломератах нижнего берриаса, конгломератах верхнего валанжина – нижнего готерива, в известняках верхней части нижнего баррема. Во всех остальных отложениях присутствует достаточно представительный комплекс, позволяющий выделить наннопланктонные зоны.

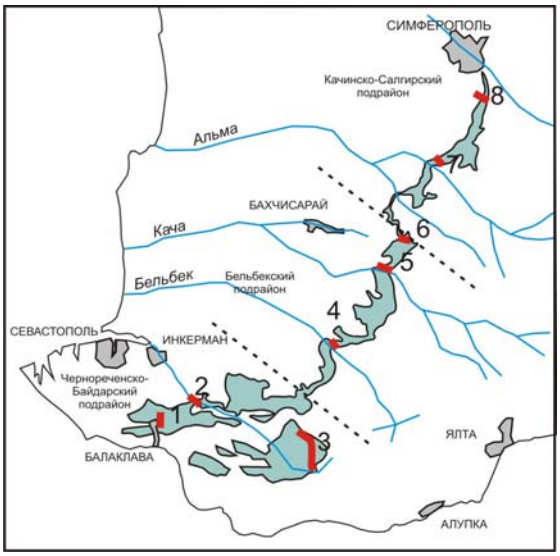


Рис.1. Расположение изученных разрезов: 1- Балаклава; 2 – Кучки; 3 – Байдарская долина; 4 – Кабаний лог; 5 – Верхоречье; 6 – Прохладное; 7 – Альма; 8 – Марьино.

Результаты. Известковый наннопланктон нижнего мела района представлен более чем 100 видами.

Основу наннокомплекса на протяжении всего раннего мела составляли: *Biscutum constans* (Gorka, 1957), *B. dubium* (Noel, 1965), *Cretarhabdus conicus* Bramlette, Martini, 1964, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelski, 1912), *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit, 1966), *C. margerelii* Noel, 1965, *Discorhabdus ignotus* (Gorka, 1957), *Manivitella pemmatoidea* (Deflandre, 1965), *Rotelapillus laffittei* (Noel, 1957), *Watznaueria barnesae* (B1ack, 1959), *W. biporta* (Bukry, 1969), *W. britannica* (Stradner, 1963), *W. ovata* Bukry, 1969, *Zeugrhabdotus erectus* (Deflandre, 1954), *Z. embergeri* (Noel, 1959), *Z. elegans* (Gartner, 1968).

В малых количествах, но также по всему разрезу встречаются: *Axopodorhabdus deitzmanni* (Reinhardt, 1965), *Bukrylithus ambiguus* Black, 1971, *Crepidolithus crassus* (Deflandre, 1954), *C. striatus* (Stradner, 1963), *Crucibiscutum hayi* (Black, 1973), *C.salebrosum* (Black, 1971), *Cyclagelosphaera reinhardtii* (Rood et al., 1971), *Diazomatolithus lehmanii* Noel, 1965, *Helenea chiastia* Worsley, 1971, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963, *Parhabdolithus parallelus* (Wind, Cepek, 1979), *Perissocyclus* cf., *P. plethorethus* (Wind, Cepek, 1979), *Rhagodiscus asper* (Stradner, 1963), *Staurolithites mutterlosei* Crux, 1989, *Stradnerlithus geometricus* (Gorka, 1957), *Tetrapodorhabdus* sp., *Tranolithus minimus* (Bukry, 1969), *Watznaueria manivitae* Bukry, 1973, *Zeugrhabdotus noeliae* Rood, 1971.

Анализ распространения наннофоссилий позволил нам выделить в нижнем мелу юго-западного Крыма 6 зон и 3 слоя с фауной (Рис.2).

Слои с **Nannoconus steinmannii minor** помимо вида-индекса *Nannoconus steinmannii minor* Deres, Acherіteguy 1980 на этом же уровне появляется и *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, 1963, но поскольку нижняя граница в конгломератах г. Каратлых не определена, соотношение этих событий не установлено.

Зона **Retecapsa crenulata** выделяется по первому появлению вида *Retecapsa crenulata* (Bramlette, Martini, 1964), а также совместному с ним появлению *Retecapsa surirella* (Deflandre, Fert, 1954) и *Zeugrhabdotus xenotus* (Stover, 1966).

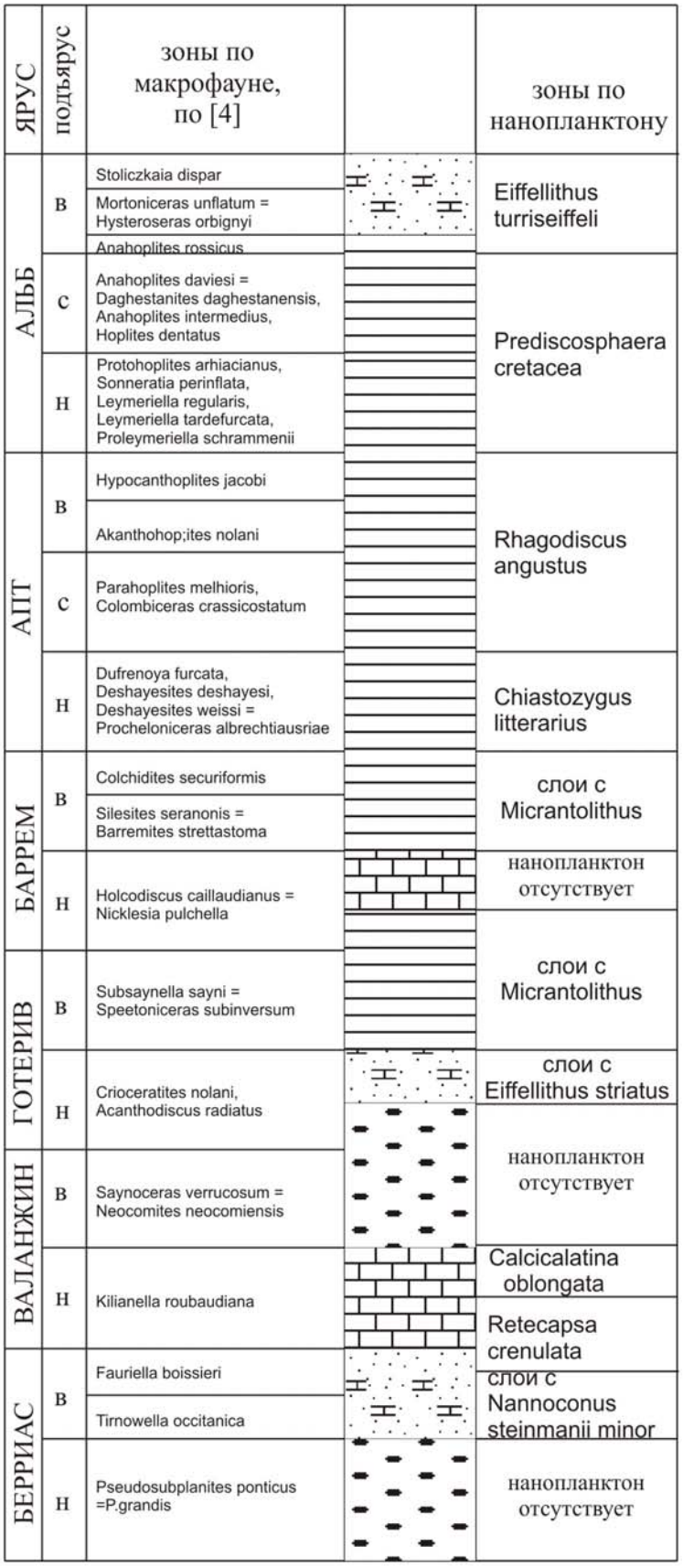


Рис.2. Зональная схема нижнего мела юго-западного Крыма по известковому наннопланктону.

Зона **Calcicalathina oblongata** выделена по первому появлению *Calcicalathina oblongata* (Worsley, 1971). Несколько выше появляется *Zeugrhabdotus diplogrammus* (Deflandre, 1954), что при уточнении интервала его появления может служить для выделения одноименной подзоны.

Слои с **Eiffellithus striatus** выделены по первому появлению *Eiffellithus striatus* (Black, 1971). Граница с нижележащей зоной не установлена. Внутри слоев наблюдается уровень исчезновения *Nannoconus steinmannii steinmannii* Kamptner, 1931, *N.steinmannii minor* Deres, Acheriteguy 1980, *Perissocyclus noeliae* Black, 1971.

Слои с **Micrantolithus obtusus** выделены по заметному увеличению содержания вида *Micrantolithus obtusus* Stradner, 1963, появление которого зафиксировано в слоях с Eiffellithus striatus, остальная часть наннокомплеса остается неизменной.

Зона **Chiastozygus litterarius** фиксируется по появлению *Chiastozygus litterarius* (Gorka, 1957) и *Nannoconus truitti* Bronnimann, 1955, а также по исчезновению *Nannoconus bermudezii* Bronnimann, 1955, *N. colomii* (de Lapparent, 1933), *Pepissocyclus pletoretus* (Wind, Cepek, 1979). Это событие позволяет уверенно выделять в однородной глинистой биасалинской свите границу баррема и апта.

Зона **Rhagodiscus angustus** выделена по первому появлению *Rhagodiscus angustus* Stradner, 1963, также на этом уровне исчезают *Micrantolithus obtusus* Stradner, 1963 и *Zeugrhabdotus elegans* (Gartner, 1968).

Зона **Prediscosphaera cretacea** выделена по первому появлению *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelski, 1912) и *P.columnata* (Stover, 1966).

Зона **Eiffellithus turriseiffelii** выделена по первому появлению *Eiffellithus turriseiffelii* (Deflandre, 1954).

Граница между альбом и сеноманом по известковому наннопланктону не фиксируется.

Выводы. Известковые наннофоссилии встречаются в отложениях нижнего мела в больших количествах, имеют хорошую сохранность, не зависят от фаций. Несмотря на то, что дробность расчленения по наннопланктону ниже чем по макрофауне, его остатки могут успешно использоваться для решения стратиграфических задач в случае слабо охарактеризованных фауной толщ и сопоставления удаленных разрезов. Предложенные нами виды-индексы имеют существенные морфологические отличия и могут легко диагностироваться при помощи светового микроскопа, что значительно облегчает их стратиграфическое использование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вишневский А.В., Меняйленко П.А*. (1963). Кокколитофориды нижнемеловых (аптских) глин Бахчисарайского района // Изв. ВУЗов, сер. геол.и разв. №11. С.47-53.

2. *Мазарович О.А., Милеев В.С.* (ред.) (1989). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Изд-во МГУ. 168 с.

3. Геология СССР. Т.VIII, Крым. Ч.1. Геологическое описание. М: Недра. 576 с.

4. *Шнюков Е.Ф.* (1984). Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Наук. думка. 184 с.

5. *Шуменко С.И.* (1974). Известковые нанофоссилии из нижнемеловых отложений Крыма // Изв. ВУЗов, сер. геол.и разв. №9. С.52-60.

6. *Шуменко С.И.* (1976). Известковый наннопланктон мезозоя европейской части СССР // М.: Наука. 140 с.

7. *Arkadiev V.V., Atabekian A.A., Baraboshkin E.Yu., Bogdanova T.N.* (2000). Stratigraphy and ammonites of Cretaceous deposits of South-West Crimea // Paleontographica Abt. A, 255. P. 85-128.

ЗОНАЛЬНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПО НАННОПЛАНКТОНУ ДЛЯ АЛЬБА-МААСТРИХТА НОВОУЗЕНСКОЙ ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ

Овечкина М.Н.
Отделение геологии, школа сельскохозяйственных наук, наук о Земле и окружающей среде Университета КваЗулу-Натал, Дурбан, ЮАР, e-mail: saccammina@gmail.com
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

NANNOPLANKTON ZONAL DIVISIONS OF THE ALBIAN-MAASTRICHTIAN ON NOVOUZENSKAYA BOREHOLE

Ovechkina M.A.
Discipline of Geology, School of Agricultural, Earth and Environmental Sciences, University of KwaZulu-Natal, Durban, South Africa, e-mail: saccammina@gmail.com
Borissiak Paleontological Institute of Russian Academy of Sciences (PIN RAS), Moscow

Для данной работы выбран разрез Новоузенской опорной скважины, пробуренной вблизи г. Новоузенска Саратовской области в 1950-х гг. Для изучения наннопланктона было исследовано 58 образцов (Рис.).

В разрезе скважины вскрыты отложения циковской, савинковской, кирикилинской, мезинолапшиновской, вольновской, налитовской, буденовской и краснооктябрьской свит, в которых определен довольно богатый комплекс наннофоссилий, насчитывающий 94 вида. Известковый наннопланктон имеет различную сохранность, в основном среднюю и плохую, что связано с достаточно глубоким залеганием верхнемеловых отложений (ниже 900 м).

Для расчленения разреза скважины использованы стандартная зональная шкала У. Сиссинха (Sissingh, 1977) с дополнениями К. Перч-Нильсен (Perch- Nielsen, 1985).

В самом нижнем обр. 58 выделена зона альба CC8 по присутствию *Prediscosphaera columnata*. Нижняя часть разреза, соответствующая циковской свите (обр. 57–55) относится к зоне верхнего альба–нижнего сеномана CC9, подошва которой фиксируется по первому появлению *Eiffellithus turriseiffelii* в обр. 57.

В савинковской свите (обр. 54–48) выделены зоны CC9–CC12. Нижняя часть свиты соответствует зоне CC9 по присутствию *E. turriseiffelii*. Зона верхнего сеномана CC10 маркируется по первому появлению *Microrhabdulus decoratus* в обр. 53, зона нижнего–среднего турона CC11 выделена по появлению *Quadrum gartneri* в обр. 50, а зона верхнего турона–нижнего коньяка CC12 установлена по появлению *Lucianorhabdus maleformis* в обр. 49.

Кирикилинской свите (обр. 47–40) соответствуют зоны CC13, CC14 и нижняя часть CC15. В нижней части свиты выделена зона CC13 нижнего коньяка, нижняя граница которой устанавливается по появлению *Marthasterites furcatus* (обр. 48). Выше фиксируется зона верхнего коньяка–нижнего сантона CC14, поскольку комплекс содержит зональный вид *Micula decussata*, появление которого устанавливает нижнюю границу данной зоны (обр. 47). В самой верхней части свиты выделена нижняя часть зоны нижнего сантона CC15 на основании присутствия *Reinhardtites anthophorus*, первое появление которого фиксирует подошву данной зоны (обр. 41).

В мезинолапшиновской свите (обр. 39–34) выделены зоны CC15–CC17. Зона CC15 фиксируется по присутствию в комплексе *R. anthophorus*. Выше выделена зона верхнего сантона CC16 по первому появлению *Lucianorhabdus cayeuxii* в обр. 38. Верхняя часть свиты соответствует зоне верхнего сантона–нижнего кампана CC17, подошва которой фиксируется по появлению *Calculites obscurus* (обр. 36).

Вольновская свита (обр. 33 и 32) соответствует зоне нижнего кампана CC18. В нижней части свиты выделяется подзона CC18a по появлению *Broinsonia parca parca*

(обр. 33). В обр. 32 зафиксировано появление *Broinsonia parca constricta*, что позволяет отнести верхнюю часть свиты к нерасчлененным подзонам CC18b–c.

В налитовской свите (обр. 31–14) выделены зоны и подзоны: CC18b–c, CC19–CC22a, CC22b и CC23a. В самой нижней части свиты выделяется нерасчлененный интервал нижнекампанских подзон CC18b–c по присутствию *B. parca constricta*. Вышележащий интервал (обр. 28–25) относится к нерасчлененным зонам верхней части нижнего–верхнего кампана CC19–CC22a. Нижняя граница зоны CC19 фиксируется по исчезновению *M. furcatus* в обр. 29. Верхнюю границу этой зоны не удалось установить из-за отсутствия *Ceratolithoides aculeus*. Также не представляется возможным расчленить данную зону на подзоны из-за отсутствия *Bukryaster hayii*, по исчезновению которого устанавливается нижняя граница подзоны CC19b. В этом разрезе также не были обнаружены виды рода *Uniplanarius*, маркирующие зоны CC20–CC22. В средней части налитовской свиты (обр. 25–22) выделена верхнекампанская подзона CC22b по появлению *Reinhardtites levis* (обр. 25) и присутствию *R. anthophorus*, исчезновение которого зафиксировано в обр. 21. Верхняя часть свиты (обр. 21–14) относится к нижнемаастрихтской подзоне CC23a, подошва которой устанавливается по исчезновению *R. anthophorus*, а кровля по исчезновению *B. parca constricta* (обр. 13). Таким образом, существенно глинистая толща, отнесенная А.Г. Олферьевым к налитовской свите, имеет значительно больший возрастной интервал и не может так называться.

Верхняя часть разреза, соответствующая буденовской свите (обр. 13–9) относится к подзоне CC23b и зоне CC24 нижнего маастрихта. Подзона CC23b выделена по исчезновению *Tranolithus orionatus* (обр. 10), зона CC24 фиксируется как интервал от исчезновения *T. orionatus* до исчезновения *R. levis* (обр. 8).

В самой верхней части разреза (обр. 8–1, краснооктябрьская свита) выделены нерасчлененные подзоны CC25a–b, CC25c и зона CC26 верхнего маастрихта. Нерасчлененный интервал подзон CC25a–b установлен по отсутствию *R. levis*, а также *Lithraphidites quadratus*, который маркирует кровлю подзоны CC25b. В верхней части свиты выделяется подзона CC25c по появлению *L. quadratus* в обр. 4. Зона CC26 установлена по присутствию *Nephrolithus frequens*, появление которого (обр. 2) фиксирует основание зоны (Рис.).

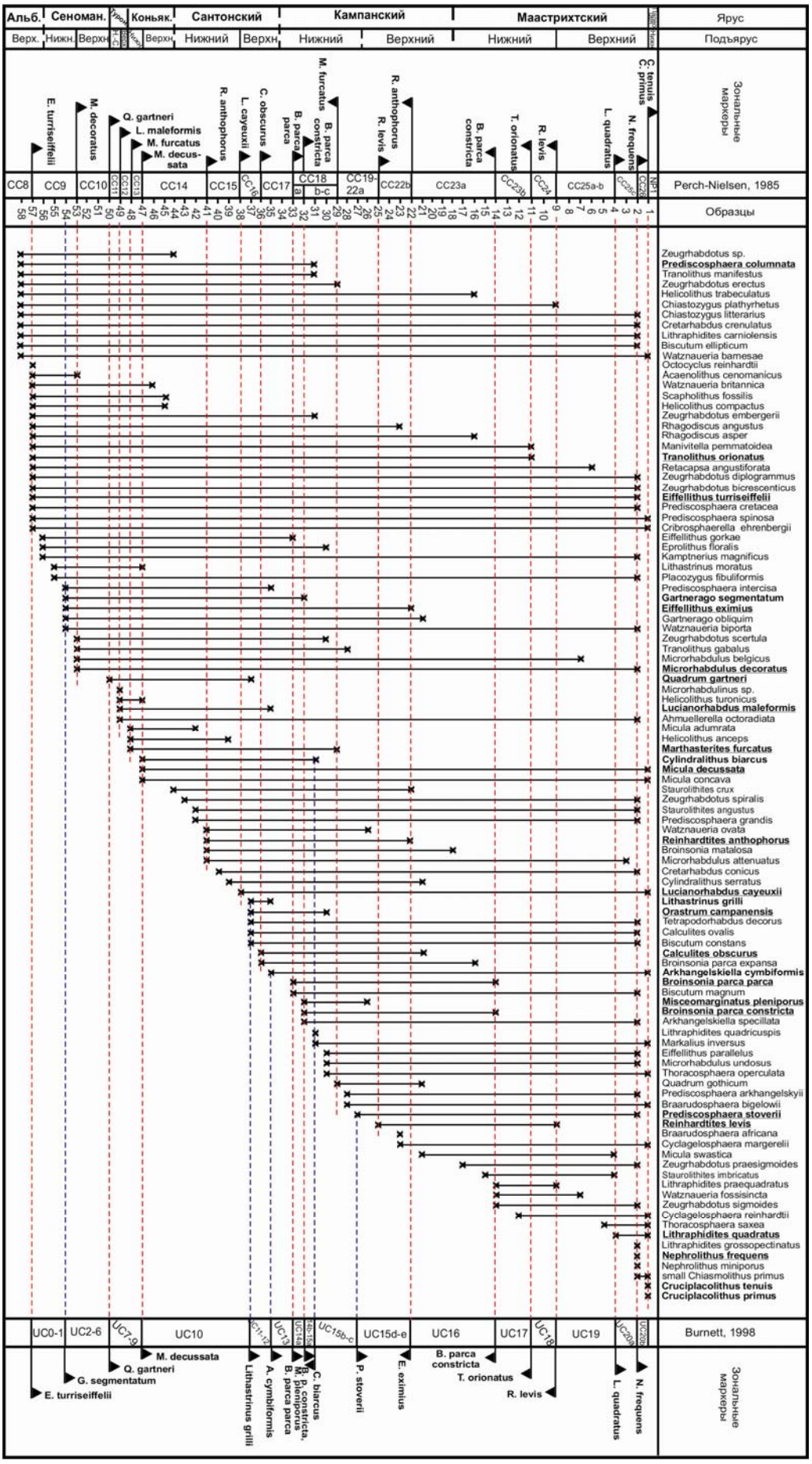
Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН "Проблемы происхождения жизни и становления биосферы" и РФФИ (проект № 12-05-00690).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Perch-Nielsen K.* (1985). Cenozoic calcareous nannofossils // H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (eds). Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom. P. 427–554.

2. *Sissingh W.* (1977). Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // Geologie en Mijnbouw. V. 56. No. 1. P. 37–65.

Рисунок. Распределение известкового наннопланктона в разрез Новоузенской опорной скважины.


Альб.
Сеноман.
Коньяк.
Сантонский
Кампанский
Маастрихтский
Ярус
Подъярус
Зональные маркеры
Perch-Nielsen, 1985
Образцы
Burnett, 1998
Зональные маркеры
E. turriseiffelii
M. decoratus
Q. gartneri
L. maleformis
M. furcatus
M. decus-sata
R. anthophorus
L. cayeuxii
C. obscurus
B. parca
M. furcatus
B. parca constricta
R. levis
R. anthophorus
B. parca constricta
T. orionatus
R. levis
L. quadratus
N. frequens
C. tenuis
C. primus
CC8
CC9
CC10
CC14
CC15
CC17
CC18
CC19-22a
CC22b
CC23a
CC25a-b
Zeugrhabdotus sp.
Prediscosphaera columnata
Tranolithus manifestus
Zeugrhabdotus erectus
Helicolithus trabeculatus
Chiastozygus plathyrhetus
Chiastozygus litterarius
Cretarhabdus crenulatus
Lithraphidites carniolensis
Biscutum ellipticum
Watznaueria barnesae
Octocyclus reinhardtii
Acaenolithus cenomanicus
Watznaueria britannica
Scapholithus fossilis
Helicolithus compactus
Zeugrhabdotus embergerii
Rhagodiscus angustus
Rhagodiscus asper
Manivitella pemmatoidea
Tranolithus orionatus
Retacapsa angustiforata
Zeugrhabdotus diplogrammus
Zeugrhabdotus bicrescenticus
Eiffellithus turriseiffelii
Prediscosphaera cretacea
Prediscosphaera spinosa
Cribrosphaerella ehrenbergii
Eiffellithus gorkae
Eprolithus floralis
Kamptnerius magnificus
Lithastrinus moratus
Placozygus fibuliformis
Prediscosphaera intercisa
Gartnerago segmentatum
Eiffellithus eximius
Gartnerago obliquim
Watznaueria biporta
Zeugrhabdotus scertula
Tranolithus gabalus
Microrhabdulus belgicus
Microrhabdulus decoratus
Quadrum gartneri
Microrhabdulinus sp.
Helicolithus turonicus
Lucianorhabdus maleformis
Ahmuellerella octoradiata
Micula adumrata
Helicolithus anceps
Marthasterites furcatus
Cylindralithus biarcus
Micula decussata
Micula concava
Staurolithites crux
Zeugrhabdotus spiralis
Staurolithites angustus
Prediscosphaera grandis
Watznaueria ovata
Reinhardtites anthophorus
Broinsonia matalosa
Microrhabdulus attenuatus
Cretarhabdus conicus
Cylindralithus serratus
Lucianorhabdus cayeuxii
Lithastrinus grilli
Orastrum campanensis
Tetrapodorhabdus decorus
Calculites ovalis
Biscutum constans
Calculites obscurus
Broinsonia parca expansa
Arkhangelskiella cymbiformis
Broinsonia parca parca
Biscutum magnum
Misceomarginatus pleniporus
Broinsonia parca constricta
Arkhangelskiella specillata
Lithraphidites quadricuspis
Markalius inversus
Eiffellithus parallelus
Microrhabdulus undosus
Thoracosphaera operculata
Quadrum gothicum
Prediscosphaera arkhangelskyii
Braarudosphaera bigelowii
Prediscosphaera stoverii
Reinhardtites levis
Braarudosphaera africana
Cyclagelosphaera margerelii
Micula swastica
Zeugrhabdotus praesigmoides
Staurolithites imbricatus
Lithraphidites praequadratus
Watznaueria fossisincta
Zeugrhabdotus sigmoides
Cyclagelosphaera reinhardtii
Thoracosphaera saxea
Lithraphidites quadratus
Lithraphidites grossopectinatus
Nephrolithus frequens
Nephrolithus miniporus
small Chiasmolithus primus
Cruciplacolithus tenuis
Cruciplacolithus primus
UC0-1
UC2-6
UC7-9
UC10
UC11-12
UC13
UC14a
UC14b-15a
UC15b-c
UC15d-e
UC16
UC17
UC18
UC19
UC20a
UC20b
M. decussata
Q. gartneri
G. segmentatum
E. turriseiffelii
Lithastrinus grilli
A. cymbiformis
B. parca parca
B. pleniporus
B. parca constricta
C. biarcus
P. stoverii
E. eximius
B. parca constricta
T. orionatus
R. levis
L. quadratus
N. frequens

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПАЛЕОГЕНА ЦЕНТРАЛЬНОГО ДАГЕСТАНА ПО НАННОПЛАНКТОНУ

Щербинина Е.А.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: katuniash@gmail.com

NANNOFOSSIL STRATIGRAPHY OF THE RED EARLY PALEOGENE SEDIMENTS OF CENTRAL DAGESTAN

Shcherbinina E.A.
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: katuniash@gmail.com

Стратиграфия палеогеновых отложений, широко распространенных в дагестанских предгорьях, до настоящего времени разработана довольно слабо. В составе палеогена Дагестана выделяются датские отложения, сложенные плотными серыми глинистыми и песчано-глинистыми известняками, местами с отдельными прослоями мергелей и кремнистых пород, и перекрывающая их мощная (до нескольких сотен метров) мергелистая толща, представленная мягкими довольно монотонными мергелями в нижней части и чередованием плотных светлых известняков и тонколистоватых мергелей черного или серого цвета - в верхней. Эти преимущественно мергелистые отложения объединяются в так называемую фораминиферовую свиту, которая при съемочных работах традиционно картировалась как нерасчлененный палеоцен-эоцен. Выше залегают глинистые отложения майкопской серии, мощность которых местами превышает 1000 м. Отложения нижней части фораминиферовой свиты резко различаются по окраске пород: в южной части Дагестана распространены сероцветные мергели, а в его центральной и северной предгорной части - красноцветные и пестроцветные. Сероцветные и пестроцветные отложения Дагестана довольно долго рассматривались в качестве самостоятельных свит, однако изучение фораминифер обеих свит показало их одновозрастность [2]. Е.К. Шуцкой было проведено детальное расчленение разреза пестроцветной свиты по реке Параулозень на основе зональной Крымско-Кавказской схемы по планктонным фораминиферам и установлена корреляция с отложениями Центрального Кавказа [1]. Комплексное изучение ассоциаций наннопланктона, фораминифер и диноцист в разрезе сероцветного палеогена Урминского плато Центрального Дагестана [3] позволило впервые точно определить возрастной интервал отложений этого района, установить объем перерывов и провести непосредственное сопоставление зональных подразделений по трем группам микропланктона.

В предлагаемой работе впервые представлены результаты изучения стратиграфического распределения наннопланктона в одном из наиболее полных разрезов красноцветного палеогена Дагестана в долине р. Сулак. Верхняя часть датских отложений и нижняя часть фораминиферовой свиты (около 90 м) были опробованы в непрерывном разрезе правого берега реки непосредственно выше Чиркейской ГЭС. Датские отложения разреза Чиркей представлены плотными крупноплитчатыми светло-серыми, на выветренной поверхности желтоватыми, известняками. На них по резкой границе залегают бордовые, кирпично-красные, фиолетовые и розовые плотные тонкоплитчатые мергели с прослоями бентонитов, резко выделяющихся в склоне ярко-бирюзовой окраской. Мощность красноцветов в данном разрезе составляет примерно 87 м, выше мергели приобретают зеленовато-серую окраску и становятся еще более плотными.

Наннопланктон разреза Чиркей довольно беден в датских известняках и относительно более многочисленный и разнообразный в красноцветных отложениях,

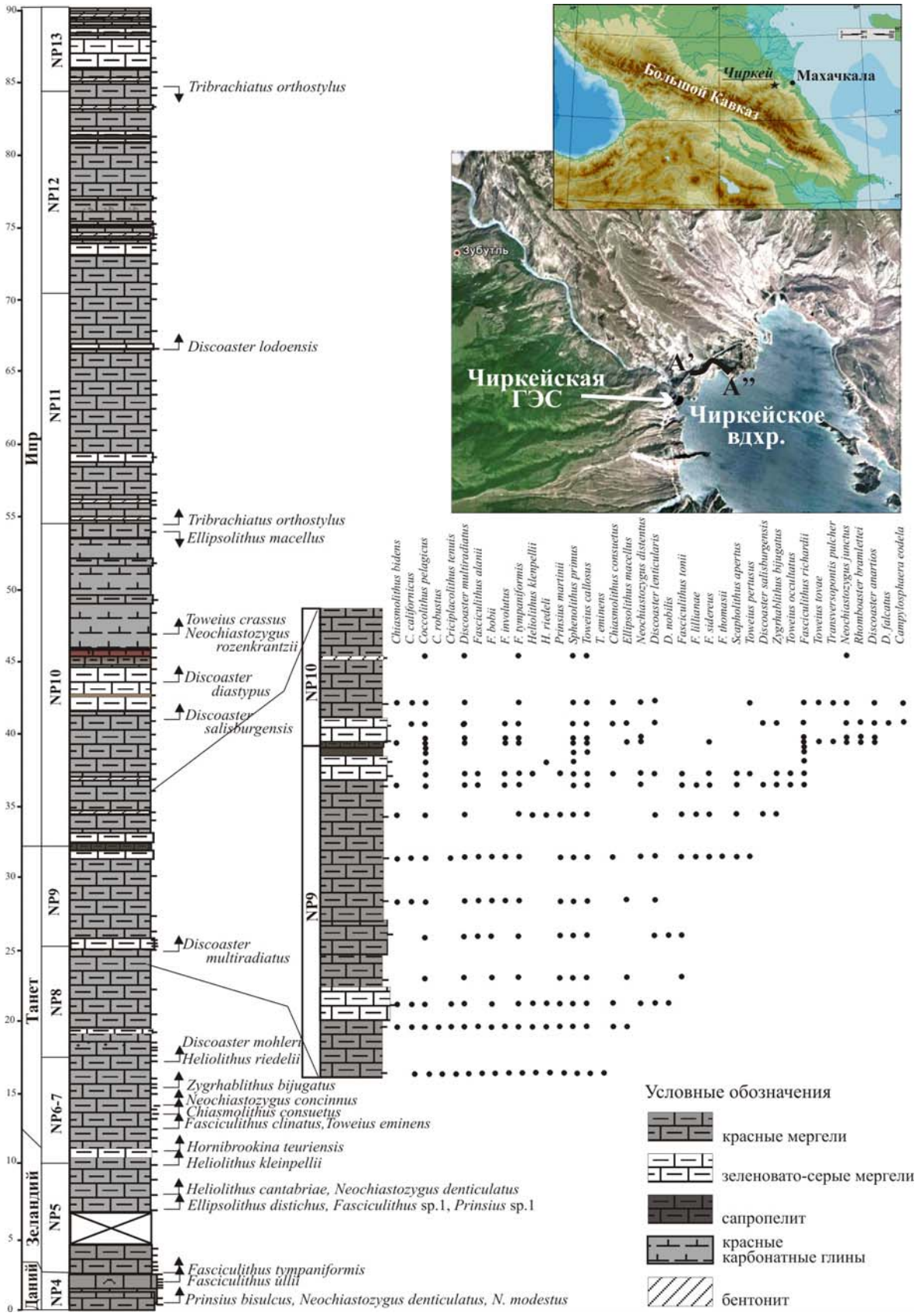


Рисунок. Географическое положение разреза Чиркей, зональное расчленение нижнепалеогеновых отложений по наннопланктону, уровни появлений и исчезновений видов и распределение видов наннопланктона на границе палеоцена и эоцена.

где все же характеризуется средней и плохой сохранностью вследствие плотности и значительных диагенетических изменений пород. Тем не менее, ассоциации наннопланктона достаточно разнообразны и представительны для выделения зональных подразделений стандартной наннопланктонной шкалы [5].

Несмотря на резкую литологическую смену между датскими и красноцветными отложениями, стратиграфический перерыв между ними оказался весьма непродолжительным: присутствие в самых верхах дания *Fasciculithus ullii* дает основание выделить подзону NTp8b дробной раннепалеогеновой шкалы О. Варола [6], соответствующую самой верхней части зоны NP4 шкалы Мартини. Следовательно, из разреза выпадают только отложения очень короткой подзоны NTp8c и, возможно, верхней части подзоны NTp8b. Таким образом, объем перерыва между данием и зеландием в Чиркейском разрезе несколько меньше, чем в разрезе Урминского плато, где полностью выпадают обе верхние датские подзоны.

Граница дания и зеландия устанавливается по появлению в основании красноцветной толщи *Fasciculithus tympaniformis* (нижняя граница зоны NP5). Границу зеландия и танета в разрезе зафиксировать довольно трудно, поскольку разделить зоны NP6 и NP7 в разрезе не представляется возможным, ввиду того, что индекс вид зоны NP7 *Discoaster mohleri* появляется только вместе с индекс видом вышележащей зоны NP8 *Heliolithus riedeli*. В нижней трети отложений зоны NP8 залегает отчетливо выделяющийся на фоне темно-красных пород светлый пласт, очевидно, соответствующий верхнепалеоценовому мергелю, рассматривающемуся Н.Г. Музылевым (личное сообщение) в качестве регионального корреляционного маркера Юга бывшего СССР и отражения значительного трансгрессивного импульса. Первая половина позднего палеоцена характеризуется наибольшим видовым разнообразием и самой высокой численностью наннофлоры. Большинство видов, появившихся в эту эпоху, не доживает в бассейне до границы палеоцена и эоцена. Общая мощность верхнепалеоценовых отложений (зеландий-танет) в разрезе Чиркей составляет примерно 30 м.

На границе палеоцена и эоцена залегает отчетливо выраженный в склоне сапропелитовый пласт (~30 см), отвечающий глобальному событию Палеоцен-Эоценового Термического Максимума, или PETM [4]. В непосредственно подстилающих сапропелит отложениях (10 см) и его нижней части наннопланктон отсутствует, а в верхней его половине представлен характерным для этого события обедненным комплексом, в котором появляются первые ромбоастеры, что позволяет установить нижнюю границу зоны NP10 внутри пласта. Таким образом, в отличие от разреза сероцветных отложений Урминского плато, где сапропелитовые отложения размыты и присутствуют только в виде линзовидных фрагментов, переход между палеоценом и эоценом в разрезе Чиркей непрерывен. Многие из палеоценовых видов наннопланктона (фасцикулиты и неохиастозигусы) переживают событие PETM и исчезают в разрезе уже в вышележащих отложениях.

Отложения низов эоцена отличаются относительно низкой карбонатностью и содержат обедненный комплекс наннопланктона. Примерно в 10 м от основания эоцена содержание карбоната кальция восстанавливается, однако, по-видимому, вследствие сильных диагенетических изменений, наннопланктонная ассоциация продолжает оставаться довольно бедной в видовом отношении, что не позволяет выделить подзоны внутри зональных подразделений, хотя сами зоны довольно надежно устанавливаются по серии появлений и исчезновений видов индексов. Отличительной особенностью раннеипрских наннопланктонных ассоциаций разреза Чиркей необычайно низкое содержание обычных для этого интервала представителей рода Coccolithus и высокое обилие *Prinsiaceae* (*Toweius callosus, T. magnicrassus,*

Girgisia gammation и др.). В верхней части зоны NP12 появляются довольно регулярные прослои зеленовато-серых мергелей, а окончательный переход от красноцветных отложений к зеленовато-серым происходит немного выше основания верхнеипрской зоны NP13, устанавливающейся по исчезновению *Tribrachiatus orthostylus*. Сероцветные отложения становятся более плотными и содержат бедный наннопланктон довольно плохой сохранности. Немного выше их основания в разрезе отмечаются признаки довольно сильного подводного оползания, нарушившего исходное залегание пород, поэтому стратиграфическое изучение этих отложений не проводилось. В разрезе Урминского плато интервалу верхней части зоны NP12–нижней части зоны NP15 соответствует продолжительный перерыв в осадконакоплении, сопровождающийся значительной литологической сменой от карбонатных к кремнистым отложениям. Возможно, в разрезе Чиркей переход от ипра к лютету является непрерывным, или, по крайней мере, перерыв на этой границе значительно короче по объему, чем на Урминском плато, но утверждать это с уверенностью в настоящее время невозможно в виду сильно нарушенного залегания пластов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Госконтракта № 16.740.11.0050 и проекта РФФИ № 12-05-01138-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шуцкая Е.К.* (1970). Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // М.: Недра. 255 С.

2. *Шуцкая Е.К., Кузнецова К.И.* (1953). Сопоставление «сероцвета» и «пестроцвета» Дагестана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXVIII. № 6. С. 75-78.

3. *Щербинина Е.А., Александрова Г.Н., Яковлева А.И. и др.* (2012). Микробиота и стратиграфия нижнепалеогеновых отложений Урминского плато Центрального Дагестана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. (в печати).

4. *Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhdnsli H.* (2003). Paleocene/Eocene boundary events in the northeastern Peri-Tethys // In: Wing S.L., Pilip D. Gingerich, Schmitz B., and Thomas E. (eds.) Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the EarlyPaleogene. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 369. P. 147-168.

5. *Martini, E.* (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // In Farinacci, A. (ed.). Proceedings of the Second Planktonic Conference, Rome, (1970), Edizioni Tecnoscienza. N 2. P. 739-785.

6. *Varol O.* (1989). Palaeocene calcareous nannofossil biostratigraphy // In Crux, J.A. and van Heck, S.E. (ed.). Nannofossils and their Applications. British Micropalaeontological Society 12. P. 267-310.

НАННОПЛАНКТОН И СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Щербинина Е.А.[1], Логинов М.А.[2]
[1]Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: katuniash@gmail.com
[2]Московский Государственный Университет им.М.В. Ломоносова (МГУ), Москва

LOWER CRETACEOUS NANNOFOSSIL STRATIGRAPHY OF THE SW CRIMEA

Shcherbinina E.A. [1], Loginov M.A. [2]
[1]Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: katuniash@gmail.com
[2]Lomonosov Moscow State University (MSU), Moscow

Изучение нижнемеловых отложений юго-западной части Крымского п-ва, экспонирующихся в серии естественных и искусственных обнажений от Балаклавы до окрестностей Симферополя, насчитывает почти полуторавековую историю. Начиная с работ Э. Фавра, выделившего неокомские, средне- и верхнемеловые отложения в пределах Второй гряды Крымских гор, трудами многочисленных исследователей были созданы схемы стратиграфического расчленения нижнего мела Крыма по разным группам макрофауны. Ведущая роль в стратиграфии этого интервала отводилась фауне аммонитов, по которой было разработано детальное зональное расчленение нижнемеловых отложений (например, [1, 5]. Микрофаунистическое изучение нижнемеловых отложений Крыма развивалось в работах Т.Н. Горбачик, предложившей зональное расчленение по фораминиферам [4, 6] на основе анализа многочисленных обнажений. Нижнемеловой наннопланктон Крыма изучен чрезвычайно слабо, и все опубликованные до настоящего времени работы фокусировались вокруг верхнебарремского-нижнеаптского интервала [2, 3, 7, 8].

Нами была изучена серия разрезов берриас-альбского интервала от Балаклавы на юго-западе до окрестностей Симферополя на северо-востоке (Рис. 1). За исключением нижнебарремского интервала, представленного цефалоподовыми известняками коясджелгинской свиты, наннопланктонные ассоциации нижнемеловых отложений оказались достаточно представительны для выделения зон стандартной шкалы Т. Бралоуэра [11] и корреляции.

Берриасские отложения были изучены в разрезе Кабаний Лог (правый борт р. Бельбек, юж. склон г. Каратлык). В обнажении мощностью ~20 м была опробованы песчано-алевритовые отложения пачки II и органогенно-обломочные известняки пачки III[9].Весьма немногочисленный наннопланктон все же представляет довольно разнообразную ассоциацию (26 видов), которая по присутствию с основания пачки II *Retecapsa angustiphorata*, *Rucinolithus wisei* и *Haquis circumradiatus* может быть отнесена к верхней части зоны NK2A (середина берриаса). В средиземноморских разрезах отложения этой подзоны коррелируются с аммонитовой зоной *Tirnovella alpillensis* [10]. В пачкеIII наннопланктон еще более обедняется, и отсутствие вида индекса более молодой подзоны NK2B *Percivalia fenestrata* не позволяет выделить соответствующее подразделение в разрезе.

Отложения валанжина, представленные песчано-алевритовой толщей резанской свиты, вскрыты на юго-восточном склоне г. Резаная в правом борту оврага Кертмельский. Комплекс наннопланктона в целом здесь также довольно беден в количественном отношении, но более разнообразен (37 видов). В основании толщи

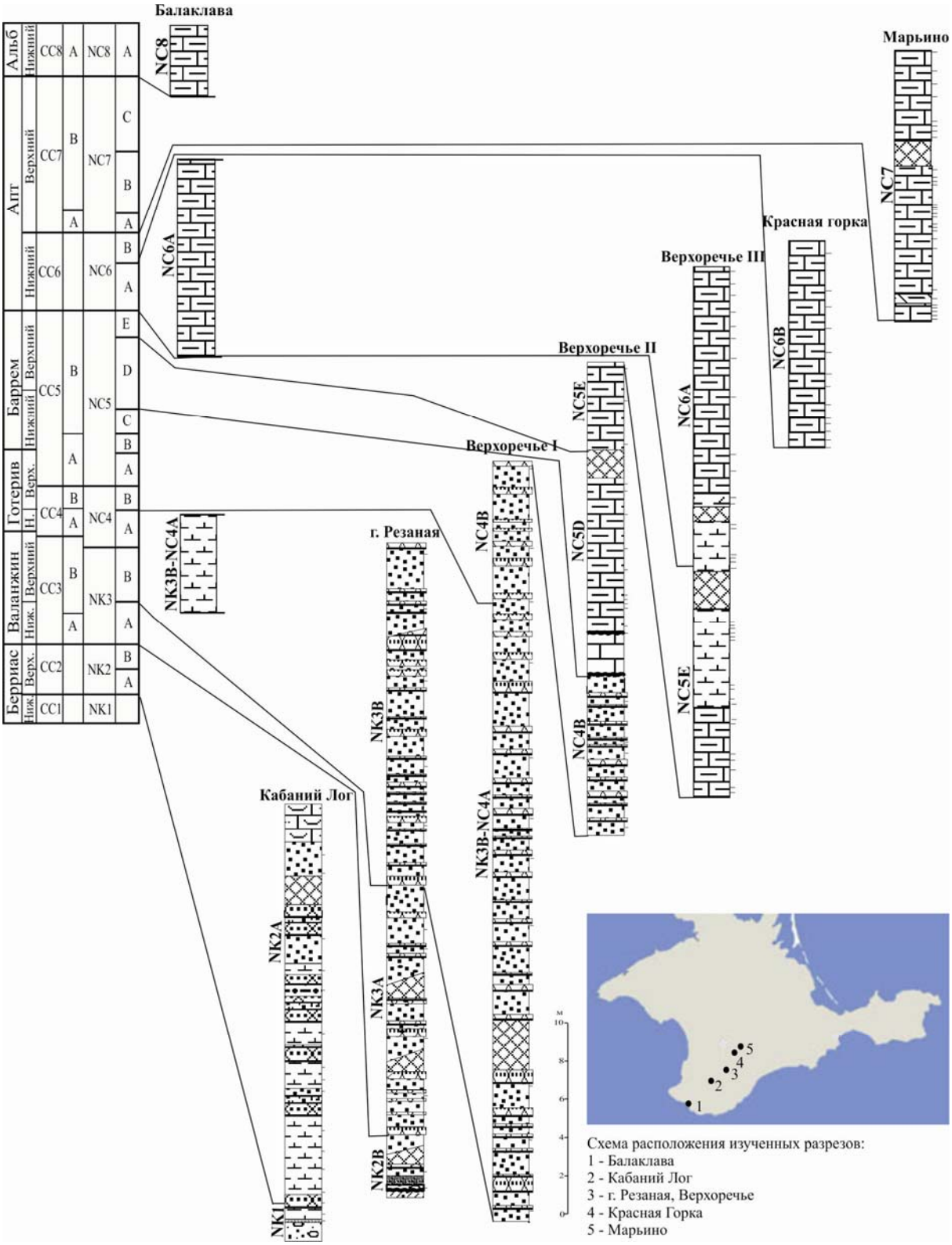


Рисунок. Расчленение и корреляция нижнемеловых отложений юго-западного Крыма по стандартной наннопланктонной шкале [11].

присутствует *Percivalia nebulosa*, уровень исчезновения которого приходитсяна верхи подзоны NK2B.Этот уровень близок границе аммонитовых зон *Tirnovella alpillensis* и *Thurmaniceras otopeta* и располагается немного ниже границы берриаса и валанжина. Основание зоны NK3, определяющиеся первым появлением (FO) *Calcicalathina oblongata* (~основанию зоны *Thurmanniceras petransiens* по аммонитам), фиксируется в данном разрезе в ~6 м выше. Вполне вероятно, эта граница несколько завышена ввиду малочисленности наннопланктона, поскольку следующий стратиграфически значимый уровень – FO *Eiffellithus striatus*, приходящийся уже на середину верхнего валанжина (подзона NK3B), установлен всего в 4 м выше. Таким образом, границу нижнего и верхнего валанжина достоверно установить по наннопланктону в разрезе не удается, но очевидно, что большая часть отложений имеет все-таки поздневаланжинский возраст.

Переход от валанжина к готериву представляет существенную проблему для наннопланктонной зональности в виду неопределенности границы зон NK3 иNC4: в шкале Бралоуэра она проводилась по исчезновению *Tubodiscus verenae*, но не так давно выяснилось, что редкие формы этого вида продолжают существовать до конца готерива, в частности, в разрезе Шарс, являющимся кандидатом GSSP для границы валанжина и готерива [12].Наиболее близким к этой границе наннопланктонным событием является исчезновение *Eiffellithus windii*, чрезвычайно редкого в разрезах Крыма. В изученных разрезах этот интервал выделяется в объеме нерасчлененных подзон NK3B-NC4A.

Отложения готерива. На изученной территории отложения низов готерива более или менее достоверно выделяются только в одном разрезе – небольшом выходе карбонатных глин к югу от основного работающего карьера близ г. Балаклава у дороги, ведущей на пляж. Здесь обнаружен богатый комплекс наннопланктона, который, по всей видимости, относится к интервалу между исчезновением массовых *Tubodiscus verenae* и появлением *Nannoconus bucheri* и *Lithraphidites bollii* (раннеготеривская подзона NC4A).

Песчано-алевритовые отложения резанской свиты были изучены на южном склоне г. Белая у западной окраины с. Верхоречье (Верхоречье I). Поскольку по всей толще распространены *Lithraphidites bollii, Eiffellithus striatus* и *Cruciellipsis cuvillieri,*ее можно отнести к подзоне NC4B, охватывающей переход от нижнего к верхнему готериву и соответствующей интервалу тетических аммонитовых зон *loryi* (верхняя часть) - *sayni* (нижняя часть). Этот же комплекс установлен в обнажении, расположенном гипсометрически выше и далее к северо-западу (Верхоречье II), в самых верхах резанской свиты - отложениях, непосредственно подстилающих барремские цефалоподовые известняки.

Барремские отложения, составляющие нижнюю часть биасалинской свиты, сложенной серыми карбонатными глинами, опробовались в том же обнажении выше цефалоподовых известняков. В основании свиты обнаружен комплекс наннопланктона верхнебарремской зоны NC5; появление *Flabellites oblongus* примерно 9 м выше основания свиты позволяет установить границу подзон NC5D/NC5E. Граница баррема и апта, определяющаяся появлением *Rucinolithus irregularis*, фиксируется в 8 метрах выше подошвы обнажения, располагающегося непосредственно выше по склону (Верхоречье III).

Аптские отложения широко распространены на территории ЮЗ Крыма и были изучены в нескольких разрезах. В разрезе у с. Верхоречье отложения верхней части биасалинской свиты были опробованы в нескольких надстраивающих друг друга обнажениях до контакта с плотными альбскими песчаниками. Присутствие *Conusphaera rothii* вплоть до кровли свиты позволяет утверждать, что возраст

отложений свиты не выходит за пределы нижнеаптской подзоны NC6A, соответствующей тетическим зонам tuarkyricus-weissi по аммонитам. Отложения этого возраста протягиваются на юго-запад, где они установлены в северо-западной стенке основного работающего карьера в Балаклаве (нижний и средний уступ вскрыши), и на северо-восток, вскрываясь в карьере кирпичного завода у с. Партизанское к югу от Симферополя. Отложения подзоны NC6B, соответствующей нижней части аммонитовой зоны deshayesi, выявлены на южном склоне Красной Горки в с. Партизанское, и этому же интервалу, видимо, соответствуют серые слабокарбонатные глины, обнажающиеся в отдельных выходах в русле р. Краснопещерной справа от дороги, ведущей к Красным пещерам.

Верхнеаптские отложения зоны NC7, выделенной по присутствию *Eprolithus floralis*, установлены в серых карбонатных глинах Марьинского карьера, располагающегося на юго-восточной окраине Симферополя.

Альбские отложения подзоны NC8A, выделяющейся по появлению *Prediscosphaera columnata*, достоверно обнаружены только в серых карбонатных глинах в верхнем уступе Балаклавского карьера.

Таким образом, предварительное изучение наннопланктона нижнемеловых отложений ЮЗ Крыма продемонстрировало принципиальную возможность использования для их расчленения стандартной наннопланктонной шкалы, что открывает широкие возможности не только для корреляции разрезов Крыма, но и сопоставления с другими бассейнами Тетической области.

Работа поддержана Проектом РФФИ № 12-05-01138-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барабошкин Е.Ю*. (1997). Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи – Бодрака (юго-западный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. № 3. С. 22-29.

2. *Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Муттерлоуз Й*. и др. (2004). Новые данные о стратиграфии баррем-аптских отложений горного Крыма в связи с обнаружением аналога хрона М0 в разрезе с. Верхоречье // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. № 1. С. 10-20.

3. *Вишневский А.В., Меняйленко П.А*. (1963). Кокколитофориды нижнемеловых (аптских) глин Бахчисарайского района // Изв. Вузов. Геол. и разв. № 11. С. 47-53

4.*Горбачик Т.Н*. О раннемеловых фораминиферах Крыма // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 14. 1971. С. 125-139.

5. *Друщиц В.В*. (1960). Нижнемеловые отложения Крыма // Атлас нижнемеловой фауны северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат. С. 53-74.

6. *Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н.* (1985). Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука. 136 с.

7. *Шуменко С.И*. (1974). Известковые нанофоссилии из нижнемеловых отложений Крыма // Изв. ВУЗов, сер. геол.и разв. № 9. С. 52-60.

8.*Щербинина Е.А., Логинов М.А*. (2005). Верхнебарремский-аптский наннопланктон Крыма: стратиграфическая и палеоэкологическая интерпретация // Материалы XIII Всероссийского микропалеонтологического совещания, Москва, ГИН РАН. М.: ГЕОС. С. 156-157.

9. *Янин Б.Т., Вишневский Л.Е.* (1989). Меловая система. Нижний отдел // в: Мазарович О.А., Милеев В.С. (изд.). Геологическое строение Качинского поднятия горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Изд-во Московского университета. С. 81-102.

10. *Aguado R., Company M. Tavera J. M*. (2000). The Berriasian / Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Ceheghn sections, SE Spain // Cretaceous Research. V. 21. P. 1–21.

11. *Bralower T. J., Leckie R. M., Sliter W. V.* et al. (1995). An integrated Cretaceous timescale // in: Berggren W. A., Kent D. V., Aubry M. -P. et al. (eds.). Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. V. 54. P. 65-79.

12. *Gardin S.* (2008). The nannofossil succession of la Charce across the Valanginian-Hauterivian boundary // Mattioli E., Gardin S., Giraud F., et al. (eds.). Guidebook for the post-congress fieldtrip in the Vocontian Basin, SE France (September 11-13, 2008). P. 11-14.

СЕКЦИЯ ВОДОРОСЛИ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ДИАТОМЕЯМ ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 70 ТЫС. ЛЕТ

Авраменко А.С.[1], Черепанова М.В.[1], Ложкин А.В.[2], Андерсон П.М.[3], Минюк П.С.[2]

[1]Биолого-почвенный институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: cherepanova@ibss.dvo.ru

[2]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, e-mail: lozkin@neisri.ru; minyuk@neisri.ru

[3]Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США, e-mail: pata@u.washington.edu

NEW DIATOM RECORD ABOUT THE ENVIROMENT CHANGES OF NORTHERN PRIOKHOTIA DURING PAST 70,000 YEARS

Avramenko A.S.[1], Cherepanova M.V.[1], Lozkin A.V.[2], Anderson P.M.[3], Minyuk P.S.[2]

[1]Institute of Biology and Soil Science FEB RAS (IBSS), Vladivostok, e-mail: cherepanova@ibss.dvo.ru

[2]North-East Interdisciplinary Science Research Institute FEB RAS (NEISRI), Magadan, e-mail: lozkin@neisri.ru; minyuk@neisri.ru

[3]Earth and Space Sciences and Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA, e-mail: pata@u.washington.edu

Озера с относительно непрерывным осадконакоплением являются наиболее информативными объектами палеогеографических исследований. В озерных отложениях сохраняются летописи развития не только конкретного водоема, прилегающей к нему территории, но и глобальных изменений окружающей среды. Основная задача при интерпретации данных, полученных при изучении этих отложений, состоит в выявлении особенностей осадконакопления, обусловленных действием как региональных, так и глобальных факторов, а также оценке степени воздействия этих факторов на развитие озерных экосистем.

Комплексные исследования осадков озер Северо-Востока Сибири ведутся с 1985 г., когда были подняты колонки на водоразделе бассейнов Тихого и Северного Ледовитого океанов [3, 4]. В настоящее время данные об изменениях климата и растительности региона получены на основе изучения более 100 колонок озерных осадков [1, 5].

Самыми длинными и детально изученными являются скважины, поднятые из оз. Эликчан-4 (60є44ґ с.ш., 151є52ґ в.д.). На основе анализа распределения спор и пыльцы в осадках озера были получены данные об изменениях климата и растительности региона в течение последних четырех морских изотопных стадий [2]. Эти данные сопоставлены с результатами других видов анализов: радиоуглеродное датирование, палеокарпологический, тефрохронологический, палеомагнитный, литологический, геохимический и некоторые другие. Нами изучены диатомовые водоросли из отложений трех скважин – Е4-1, Е4-2, Е4-13. Первые две подняты в юго-восточной наиболее глубокой (11 м) части озера, а последняя – ближе к берегу. Изученные отложения представлены алевритами с тонкой горизонтальной слоистостью, прослоями мелкозернистого песка и включениями растительных остатков.

Озеро Эликчан-4 относится к бассейну Охотского моря. Это самое крупное (длина - 4 км, ширина – до 1,3 км) озеро в серии озер, расположенных в глубокой долине у водораздела с бассейном р. Колыма (абсолютная отметка – 798,9 м). На крутых склонах окружающих озеро Маймандженских гор развиваются конусы выноса и обширные осыпи, сложенные преимущественно крупнообломочным материалом. Поступая на днище долины, конусы выноса формируют своеобразные «плотины», отделяющие озера друг от друга. Растительность вокруг озера представлена

редкостойным лиственничным лесом с подлеском из кедрового стланика, ольховника, кустарниковой березы [2].

Для более объективной интерпретации данных диатомового анализа и выявления источников поступления диатомовых створок в тафоценозы, были изучены современные диатомеи из различных местообитаний самого озера, а также из ручьев, впадающих в оз. Эликчан-4. Всего установлено 176 видовых и внутривидовых таксонов диатомей. В планктонных диатомовых сообществах озера на глубинах более 1 м доминируют *Staurosirella pinnata* (Ehr.) Williams et Round (до 17,6%), *Staurosira construens* var. *venter* (Ehr.) Grun. (до 16,6%), *Staurosira construens* Ehr. (до 14,3%), *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kьtz. (до 11,4%). В неглубоком заливе в западной части озера на глубине 40 см преобладают *Aulacoseira italica* (Ehr.) Sim. (51,9%) и *T. fenestrata* (18,4%), что свидетельствует о более высокой степени эвтрофности вод. Для доминирующих групп танатоценозов установлена практически аналогичная картина, хотя необходимо отметить, что доминирование отдельных таксонов в них выражено гораздо ярче. Так, в пробах поверхностного слоя осадка преобладают *S. construens* (до 68,3%), *S. construens* f. *venter* (до 30,6%), *S. pinnata* (до 25,9%). Характерная особенность сообществ обрастателей - специфические экологические структуры, выявленные для каждого из изученных сообществ, что отражает своеобразие условий развития диатомей в конкретных точках отбора проб. Доминирующими таксонами в них являются *Aulacoseira alpigena* (Grun.) Krammer (до 27,9%), *A. italica* (до 46,0%), *T. fenestrata* (до 25,6%), *Asterionella formosa* Hass. (до 13,4%), *Epithemia adnata* (Kьtz.) Brйb. (до 20,8%), *Cocconeis placentula* Ehr. var. *placentula* (до 15,2%), *S. construens* (до 15,2%). В планктонных сообществах ручьев к доминантам относятся *T. fenestrata* (73,3%), *Diatoma hyemalis* (Roth) Heib. (53,9%), *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kьtz. (14,0%), *A. alpigena* (11,5%). При этом формирование сообществ водной толщи происходит за счет диатомей перифитона, истинно планктонных видов в них не встречено. И еще одна установленная особенность - в каждом из изученных ручьев, несмотря на относительную близость их расположения друг к другу, формируется своя, характерная для каждого водотока, диатомовая флора. В целом, представляя изученную современную флору диатомей, необходимо отметить, что она сходна с флорами диатомей относительно небольших по площади и глубине озер лесной зоны [7, 9, 10, 11]. Экологическая структура тафоценозов диатомей оз. Эликчан формируется, прежде всего, за счет поступления створок из планктонных сообществ, а также незначительного участия панцирей таксонов из сообществ прибрежной зоны и водотоков, впадающих в озеро.

В отложениях изученных колонок было определено 252 видовых и внутривидовых таксона диатомей. На основе анализа изменений видового разнообразия, экологической структуры диатомовых палеосообществ, а также численности створок в осадках было выделено 3 комплекса диатомей (рисунок), сформировавшиеся в различные климатические эпохи позднего плейстоцена и голоцене. Полученные результаты сопоставлены с морскими изотопными стадиями (МИС) [8]. Наиболее полно диатомовые комплексы представлены в скважине Е4-13. В осадках самой нижней части скважины Е4-13, сформировавшихся во время финальной фазы МИС 4, встречены единичные створки диатомей, что может свидетельствовать о суровых, холодных условиях в регионе. Для комплекса 3, соответствующего МИС 3, характерно доминирование в центральной части озера *Pliocaenicus costatus* (Log., Lupik. et Churs.) Flower, Ozornina et Kuzmina (до 58,7%) и представителей рода *Cyclotella* (до 61,2%), ближе к берегу – *P. costatus* (до 54,7%) и *Aulacoseira distans* (Ehr.) Sim. (до 76,9%). Для осадков, охарактеризованных этим комплексом, отмечается постепенное снижение количества створок в осадках и видового разнообразия

диатомей вверх по разрезу. На фоне выявленной тенденции установлены флуктуации этих показателей, скорее всего, отражающие колебания температур, а также уровня озера во время МИС 3 [2]. В отложениях, сформировавшихся во время МИС 2, резкое снижение численности створок выявлено лишь на начальном этапе стадии, затем оно возрастает и соответствует показателям, установленным для МИС 3. Доминируют те же таксоны, причем высокие показатели обилия *P. costatus* и *Cyclotella* отмечаются в противофазе, что свидетельствует о разных экологических предпочтениях этих таксонов и, соответственно, различных условиях среды. Активное развитие в оз. Эликчан во время стадий 3 и 2 *P. costatus* – вида, который доминировал в голоценовых тафоценозах и часто встречается в современных сообществах диатомей оз. Эльгыгытгын, расположенном за полярным кругом [6], может говорить о том, что температура поверхностных вод в период «теплой» МИС 3 в отдельные ее фазы могла быть ниже современной. Активное развитие диатомей в течение всей МИС 2, соответствующей самому мощному похолоданию плейстоцена, свидетельствует об отсутствии постоянного, круглогодичного ледостава на озере, даже в самое холодное время. В осадках МИС 1 отмечается смена доминатов. В нижней части интервала еще преобладает *Cyclotella tripartita* Hek. (до 89,7%), в средней ее замещает *Aulacoseira alpigena* (Grun.) Krammer (до 59,9%), а в верхней доминирующей становится *S. construens* (до 37,0%), характерная для современных сообществ. Следовательно, формирование современного облика диатомовой флоры озера началось после оптимальной фазы голоцена, в суббореальное время.

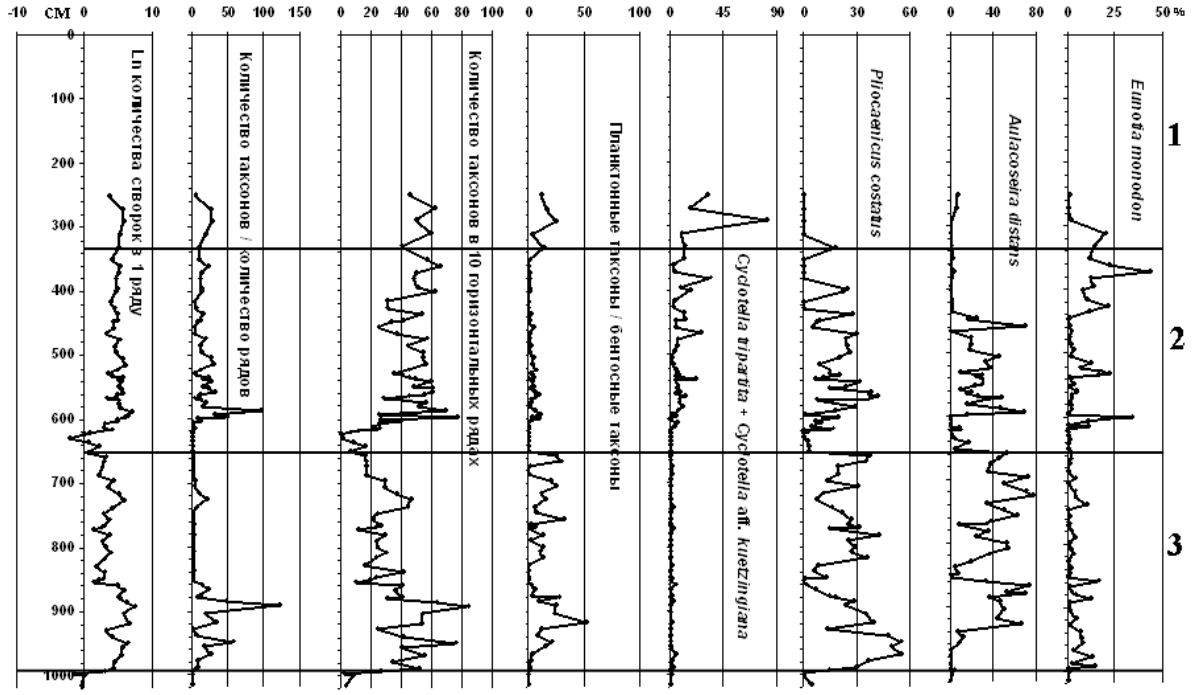


Рисунок. Диатомовая диаграмма колонки Е4-13.Цифрами (1-3) обозначены диатомовые комплексы.

Таким образом, прослежена эволюция диатомовой флоры оз. Эликчан за последние 70 тыс. лет. Выделенные комплексы диатомей сопоставлены с изменениями среды, происходившими в это время. Отмечается активная реакция диатомовой флоры на колебания экологических параметров. Достоверность полученных выводов подтверждается корреляцией с данными других видов анализов (палеомагнитного, спорово-пыльцевого, геохимических, радиоуглеродного AMS-датирования).

Работа выполнена при поддержке Программ Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андерсон П.М., Ложкин А.В.* (2004). Предисловие к пыльцевым летописям озерных отложений Берингии // Климатические летописи в четвертичных осадках Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 4-26.

2. *Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А., и др.* (2010). Новая летопись изменения климата и растительности Северного Приохотья в течение изотопных стадий 4-1 // Вестник СВНЦ ДВО РАН. №1. С. 63-70.

3. *Ложкин А.В., Андерсон П.М., Глушкова О.Ю., и др.* (2000). О некоторых особенностях развития озер в горных районах Верхней Колымы // Берингия в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 20-45.

4. *Ложкин А.В., Федорова И.Н.* (1989). Эволюция растительности и климата Северо-Востока СССР в позднем плейстоцене и голоцене (по данным исследования осадков озер) // Формирование рельефа, коррелятных отложений и россыпей Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. С. 3-9.

5. *Позднечетвертичные* растительность и климаты Сибири и российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных). (2002). / Под ред. П.М. Андерсон, А.В. Ложкин. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 370 с.

6. *Cherepanova M. V., Usol'tseva M. V., Pushkar V. S., et al.* (2010). Morphogenesis in *Cyclotella ocellata* – Complex from Lake El'gygytgyn (Chukchi Peninsula) during the Pleistocene–Holocene // Paleontological Journal. V. 44, No. 10, pp. 1252–1261.

7. *Gregory-Eaves I., Smol J.P, Finney B., et al.* (2000). Characteristics and variation in lakes along a north-south transect in Alaska / Archiv fьr Hydrobiologie. V. 147. P. 193-223.

8. *Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G.* (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, B. (Eds.). Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing. Reidel, Dordrecht, pp. 269-305.

9. *Michelutti N., Laing T.E., Smol J.P.* (2001). Diatom Assessment of Past Environmental Changes in Lakes Located Near the Noril'sk (Siberia) Smelters // Water, Air,and Soil Pollution. V. 125. No 1. P. 231-241.

10. *Pienitz R., Smol J.P.* (1993). Diatom Assemblages and their Relationship to Environmental Variables in Lakes from the Boreal Forest-Tundra Ecotone near Yellowknife, Northwest Territories, Canada // Hydrobiologia. V. 269/270. P. 391-404.

11. *Weckstrцm J., Korhola A., Blom T.* (1997): The Relationship between Diatoms and Water Temperature in Thirty Subarctic Fennoscandian Lakes. Arctic and Alpine Research. V. 29. No1. P. 75-92.

ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ В ПАЛЕОЛИМНОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Анциферова Г.А.
Воронежский государственный университет, Воронеж, e-mail: g_antsiferova@mail.ru

DIATOM ANALISYS IN PALEOLIMNOLOGY AND GEOHRONOLOGY OF PLEISTOCENE

Antsiferova G.A.
Voronezh State University, Voronezh, e-mail: g_antsiferova@mail.ru

В отложениях опорных разрезов плейстоцена ледниковых областей Восточно-Европейской равнины в полной мере отражены климатические и ландшафтные перестройки, происходившие в плейстоцене. Основу природного процесса позднего кайнозоя составляет чередование эпох потеплений и похолоданий, которые в течение раннего – позднего неоплейстоцена неоднократно проявлялтсь на уровне межледниковых и ледниковых эпох.

Диатомовый анализ относится к палеоботаническим методам изучения озерных, озерно-болотных и озерно-старичных отложений. Трудно переоценить вклад данного метода исследований в формирование представлений об эволюции озер и озерного осадконакопления. В озерных экосистемах, межледниковых и современных, находят отражение природные изменения, - климатические и ландшафтные перестройки, происходящие на водосборных площадях. В древнеозерных отложениях зафиксирована последовательность подобных изменений. Они, в зависимости от мощности древнеозерных толщ, могут прослеживаться в масштабах времени, измеряемого как одним или несколькими вегетационными сезонами, так и веками и тысячелетиями.

Данные выводы обосновываются палеолимнологическими материалами, полученными при изучении отложений ранненеоплейстоценового мучкапского межледниковья – разрезы Тамбов и Польное Лапино в Польнолапинском страторайоне на Окско-Донской равнине, или поздненеоплейстоценового микулинского межледниковья – разрез Смелый в Верхнем Приднепровье. Осадконакопление здесь происходило в глубоких – среднеглубоких водоемах, которые развивались в озерных котловинах экзарационно-аккумулятивного происхождения, приуроченных к краевым зонам предшествующих оледенений. В условиях позднеледниковий – раннемежледниковий, по мере таяния и деградации ледникового покрова, в подобные озерные котловины поступали значительные объемы обломочного материала. Они перемещались водными потоками с открытых или слабо задернованных пространств, сложенных моренными и флювиогляциальными отложениями. Это этап терригенного осадконакопления. Его продолжительность составляет тысячи лет и мощность терригенных осадков, например, в разрезе Тамбов, составляет более 30 м [3, 6]. Детальные исследования Д.А. Субетто по поздневалдайским – голоценовым озерам Северо-Западного региона по данным варво- и тефрохронологиии, радиоуглеродным датировкам составляют до 3000 лет [7].

Собственно озерное осадконакопление можно детально охарактеризовать при проведении сравнения диатомовых и спорово-пыльцевых диаграмм по разрезам межледниковых отложений. Это позволяет проводить их причинно-следственную интерпретацию и увязывать эволюцию отдельных озерных экосистем с процессами, происходящими на водосборах и с общими палеогеографическими перестройками геосистемы региона в целом. Они связаны с общеклиматическими изменениями в течение позднеледниковий, межледниковий и раннеледниковий, когда происходило накопление озерных осадков, содержащих остатки диатомей. История развития

неоплейстоценовых диатомовых водорослей и пресноводных экосистем восстанавливается на основе анализа систематического состава их комплексов, сравнения оценок распространения родов и видов, соотношения экологических групп диатомей, в первую очередь по местообитанию. Совокупность данных позволяет выделять последовательные этапы развития водных экосистем и сообществ диатомовых водорослей, которые объясняются наиболее общими палеогеографическими перестройками на водосборах и соответственно в водоемах. Выделение внутри этапов фаз развития сообществ диатомей основано на выявлении более детальных изменений систематического и экологического состава и количественных оценок отдельных доминирующих и субдоминирующих форм. Проведенные исследования позволяют утверждать, что сообщества диатомовых водорослей и растительность на водосборных площадях реагируют на общеклиматические изменения практически одновременно. Границы этапов и фаз развития водоемов, выраженные в сменах сообществ диатомовых водорослей, и границы палинозон, отражающие смены растительных сообществ на водосборных площадях, сопоставимы [3, рис. 8, 9].

Значимость изучения межледниковых глубоких – среднеглубоких озер, характерных для ледниковых областей, заключается также в том, что в озерах, которые существовали в течение десятков тысяч лет, четко прослеживается эволюция режимов трофности: от олиготрофных → через мезотрофные → к эвтрофным и, возможно, → дистрофным. Для каждого из них соответствует определенный режим образования, аккумуляции, разрушения и минерализации органического вещества. Палеолимнологические данные доказывают, что смена режимов трофности необратима. С течением времени озерная котловина заполняется осадками, мелеет, зарастает, заболачивается и прекращает свое существование.

Ныне территория центра Восточно-Европейской равнины является внеледниковой зоной предшествующего валдайского оледенения. Соответственно, как и в минувшие межледниковые эпохи, для подобных территорий характерны озера, существующие в понижениях рельефа. Главным образом о распространены озера речного происхождения, - старичные и проточно-русловые. Это мелководные макрофитные водоемы с эвтрофным режимом.

Восстановление эволюции диатомовых водорослей и озерных экосистем в неоплейстоцене и в современную эпоху подтверждает четкую взаимообусловленность природных и антропогенных процессов. Так выстраивается ряд переменных состояний экосистем в течение межледниковья, и в результате восстанавливается целостная картина состояния геоэкосистемы.

Подавляющее большинство неоплейстоценовых диатомей известно в современных водоемах. Специфика диатомового метода заключается в том, что все реконструкции процессов, происходящих в водоеме, контролируются анализом соотношений видов диатомей, составляющих сообщества микроскопических водорослей, по их экологической приуроченности. Глубины водоемов прослеживаются по соотношению видов диатомей по местообитанию. Так, для водоемов с незначительными глубинами, характерны зоны мелководий с обширными зарослями высшей водной и водно-погруженной растительностью. В таких условиях в общем составе сообществ диатомовых водорослей широко распространяются и часто входят в число доминантов эпифитные виды обрастатели. Планктонные центрические диатомеи представлены таксонами, обитающими в толще воды среди зарослей макрофитов. В их составе превалируют виды родов *Aulocoseira* Thw. Представители родов *Stephanodiscus* Ehr. и *Cyclotella* (Kьtz.) Brйb. имеют подчиненное значение, как по числу таксонов, так и по оценкам обилия. В водоеме со значительными глубинами, и с достаточно

обширным водным зеркалом, в общем составе сообществ диатомовых водорослей, доминируют планктонные диатомеи. В первую очередь это представители таких родов как *Stephanodiscus* Ehr. и *Cyclotella* (Kьtz.) Brйb. Виды рода *Aulocoseira* Thw. имеют подчиненное значение.

По опорным разрезам неоплейстоценовых разновозрастных озерных отложений выявлен последовательный ряд межледниковых комплексов диатомовых водорослей, что представляет большое значение в вопросах геохронологии плейстоцена. Анализ их систематического состава показывает, что уже в раннем неоплейстоцене в позднедонское время наблюдаются виды, получившие в последовавшее затем мучкапское межледниковье широкое распространение. Ряд видов и внутривидовых таксонов диатомей входит в состав группы вымерших позднеплиоценовых и ранненеоплейстоценовых форм, по которым разработаны возрастные и коррелятивные критерии разновозрастных комплексов диатомей. Вымершие плейстоценовые формы объединяются в три следующих группы [1, 3]:

Группа 1. Реликты позднего плиоцена, а) сохранившиеся лишь в составе комплексов диатомей раннего неоплейстоцена: *Aulacoseira sphaerica* (Herib.) Sim., *Navicula gastrum punctata* Jouravleva, *N. meniscus bipunctata* Loss. (известны из разреза Омарский Починок в Прикамье, по Э.И. Лосевой, [5]), б) сохранившиеся в неоплейстоцене более продолжительное время в составе лихвинских (по сводному списку по разрезам средней полосы Восточно-Европейской равнины, по Л.П. Логиновой, [4]) и микулинских реликтовых комплексов диатомей (разрезы Смелый, Храброво и др., по Г.А. Анциферовой, [2]): *Cyclotella comta lichvinensis* (Jousй) Log., *C. comta pliocaenica* Krasske, *C. temperiana* (Log.) Log., *Fragilaria brevistriata constricta* Loss., *Navicula cari minuta* Loss., *N. subglobosa* Gasse, *Amphora staurosira* Loss., *Rhopalodia gracilis* O.Mьll., споры *Cyclotella comta, Cyclotella sp.*

Группа 2. Ранненеоплейстоценовые диатомеи, а) виды-индексы, известные лишь в составе комплексов диатомовых водорослей раннего неоплейстоцена: *Stephanodiscus determinatus* Khurs., *S. raripunctatus* Khurs., *S. rotula var. intermedia* (Fricke) Khurs., *S. rotula var. paucus* Khurs., *S. styliferum* Khurs., *Stephanidiscus sp., Navicula jentzschii f. kuptzoviae* Khurs. (разрезы центра Восточно-Европейской равнины, по Г.А. Анциферовой [1], Речицкого Приднепровья Беларуси и др., по Г.К. Хурсевич и Л.П. Логиновой, [8, 9]), б) сохранившиеся в неоплейстоцене более продолжительное время в составе лихвинских: *Stephanodiscus niagarae f. insuetus* Khurs. et Log. и микулинских комплексов диатомей: *Stephanodiscus peculiaris* Khurs., *Cyclotella reczickiae* Khurs. et Log., *C. reczickiae diversa* Log., *Navicula variabilis* Khurs. et Log., споры *Cyclotella cyclopuncta* и *C. krammeri.*

Группа 3. Средненеоплейстоценовые диатомеи, а) виды-индексы, известные лишь составе комплексов диатомовых водорослей среднего неоплейстоцена Беларуси: *Stephanodiscus fascicularis* Khurs. и *S. immemoratus minor* Khurs. (по Г.К. Хурсевич, [8]), б) сохранившиеся в неоплейстоцене более продолжительное время, встреченные в составе комплексов микулинских реликтовых диатомовых водорослей: *Navicula mikolajskiensis* Log.

К видам-индексам непосредственно относятся диатомеи, приведенные в группах выделенные как 1а, 2а и 3а. Диатомеи, объединенные как 1б, 2б, 3б, свидетельствуют о возрасте вмещающих отложений при сопоставлении их с данными других палеонтологических методов, в первую очередь, с материалами спорово-пыльцевого анализа. Вымершие плейстоценовые формы диатомей следует рассматривать в качестве руководящих для ранненеоплейстоценовых – поздненеоплейстоценовых межледниковых комплексов диатомовых водорослей в целом. Они имеют четко выявленную временнỳю приуроченность и широкое географическое распространение, в

частности, в пределах ледниковых областей Европы. Их дополняют характерные виды, которые распространены в качестве доминирующих и субдоминирующих таксонов.

Плейстоценовые, голоценовые и современные комплексы диатомовых водорослей центральных районов Восточно-Европейской равнины, выстаиваются в последовательный ряд, обладающий четко выраженными возрастными и коррелятивными признаками. Это позволяет проводить стратиграфическое расчленение и корреляцию разновозрастных межледниковых озерных, озерно-болотных и озерно-старичных отложений.

Проведение диатомового анализа при исследовании плейстоценовых отложений в разрезах центральных районов Восточно-Европейской равнины позволяет проводить палеолимнологические реконструкции и определять возраст озерных экосистем, а также восстанавливать межледниковые климаты и ландшафты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анциферова Г.А.* (1991). Возрастные и коррелятивные критерии флоры диатомей нижнеплейстоценовых межледниковых (мучкапских) отложений // Альгология. Киев. Т. 2. № 3. С.35-42.

2. *Анциферова Г.А.* (1999). Микулинская диатомовая флора ледниковых областей центра Восточно-Европейской равнины // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. Воронеж. Вып. 8. С. 61-72.

3. *Анциферова Г.А.* (2001). Эволюция диатомовой флоры и межледникового озерного осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины в неоплейстоцене // Тр. НИИ геологии Воронеж. ун-та. Вып. 2. 4. Воронеж.198 с.

4. *Логинова Л.П.* (1979). Палеогеография лихвинского межледниковья средней полосы Восточно-Европейской равнины (по данным диатомового анализа). Минск. 158 с.

5. *Лосева Э.И.* Атлас позднеплиоценовых диатомей Прикамья. Л., 1982. 204 с.

6. *Маудина М.И., Еремин А.В.* (1982). Новые данные об озерных отложениях Тамбовского Рва // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. Воронеж. С. 80-89.

7. *Субетто Д.А.* (2003). Озерный седиментогенез севера европейской части России в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф. дисс….докт. географ. наук. СПб. 38 с.

8. *Хурсевич Г.К.* (1992). Диатомовые водоросли класса *Centrophyceae* пресноводных кайнозойских водоемов Северного полушария (морфология, систематика, эволюция, филогения и распространение): Автореф. дис. … д. б. н. Киев. 47 с.

9. *Хурсевич Г.К., Логинова Л.П.* (1986). Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Речицкого Приднепровья (по данным изучения диатомей) // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Минск. С. 76-142.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСТРОЕНИЯ И БИОИНДИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ПРЕСНЫХ ВОД ПО СООБЩЕСТВАМ НИЗШИХ ВОДОРОСЛЕЙ

Анциферова Г.А.
Воронежский государственный университет, г. Воронеж, g_antsiferova@mail.ru

PALEOECOLOGICAL RECONSTRUCTIONS AND BIOINDICATION OF PRESENT FRESH WATERS AFTER LOWER ALGAE COMMUNITIES

Antsiferova G.A.
Voronezh State University, Voronezh, g_antsiferova@mail.ru

Палеоэкологические построения, которые опираются на данные диатомового анализа, значительно дополняют возможности биоиндикации эколого-биологического состояния современных поверхностных вод на основе изучения фитопланктона и микрофитобентоса. Среди несомненных достижений в области изучения древнеозерных отложений является понимание эволюции режимов трофности вод. Это связано с продукционно-деструкционными процессами, происходящими в водных экосистемах, с накоплением осадков и заполнением ими озерной котловины, и сопровождает климато-ландшафтные изменения на водосборах.

Центральные районы европейской России являются крупным густонаселенным промышленным и сельскохозяйственным регионом с соответствующими транспортными, энергетическими и другими коммуникациями. Основными источниками поступления загрязняющих веществ в водные объекты повсеместно являются диффузный сток с водосборных бассейнов и атмосферный массоперенос. В пределах городских и сельских населенных пунктов, различных промышленных и агропромышленных объектов на фоне этого первостепенное значение приобретают загрязненные промышленные и коммунально-бытовые стоки.

Изучение процессов эвтрофирования современных водных экосистем чрезвычайно актуально. Антропогенное воздействие на поверхностные водные объекты осуществляется повсеместно. Применяемый термин “антропогенное эвтрофирование” часто используется как синоним понятия “антропогенное загрязнение”. Состояние поверхностных вод (водотоков и водоемов) в полной мере отражает общую экологическую обстановку, формирующуюся на водосборных площадях.

Проточные, непроточные и слабопроточные водные экосистемы региона – природные (реки, озера) и природно-антропогенные (водохранилища), соответствуют трофическому статусу эвтрофных. Степень эвтрофикации вод обусловлена количеством биогенных веществ, главным образом азота, фосфора, железа, микроэлементов и органических веществ. С увеличением степени эвтрофирования ухудшается качество среды обитания гидробионтов. При перегрузке водоемов биогенными веществами наблюдается бурное развитие планктонных водорослей, вызывающих “цветение” вод. Прозрачность воды уменьшается вследствие большого объема взвешенного в воде органического вещества (планктонные организмы, детрит). Прибрежная зона таких водоемов зарастает высшей водной и водно-погруженной растительностью, часто заболачивается. Их интенсивное развитие сопровождается накоплением в придонных слоях отмершей органики в результате ее неполной минерализации. В придонных слоях возникает дефицит кислорода, что предопределяет процессы анаэробного брожения.

Общепризнанным является понимание того, что поверхностные воды в полной мере отражают экологическое состояние водосборных площадей. Качество поверхностных вод может быть оценено не только на основе физико-химических

показателей (прозрачность воды, взвешенные вещества, цветность, степень минерализации вод, ионный состав), а также с использованием биологических методов. Значение гидробиологических методов обусловлено преимущественно биологической природой процессов самоочищения водных экосистем. Они основаны на анализе показателей видового, количественного и экологического состава сообществ гидробионтов. Их применение показывает характер и последствия воздействия загрязнений, поступающих в водные экосистемы, на биоту. Важнейшим свойством гидробиологических методов является возможность проведения качественной оценки степени нарушенности в природной экосистеме динамичных биологических связей и обратимости—необратимости происходящих в них изменений [3, 5-7]. Сообщества фитопланктона и микрофитобентоса, представленные диатомовыми микроскопическими водорослями, являются непосредственными участниками процесса эвтрофикации. Они выступают как биологические индикаторы, позволяющие восстанавливать экологическо-биологическое состояние водных экосистем, определять степень их антропогенного преобразования и делать прогнозные оценки их дальнейшего развития [2].

В бассейне Дона изучены древнеозерные отложения и процессы эвтрофирования поверхностных вод в условиях межледниковий, голоцена и в современную эпоху [1]. Эвтрофирование природных водных экосистем, изученное на примере межледниковых и голоценовых водоемов, является следствием их естественной эволюции. Природная водная экосистема обладает сбалансированностью процессов образования и деструкции органического вещества [4]. Она характеризуется разнообразием населяющих ее организмов, сложными пищевыми связями, многочисленными энергетическими путями, низкой энтропией. Это обусловливает высокие защитные свойства экосистемы, в первую очередь на уровне эффективности процессов самоочищения. В каждом водоеме процесс эвтрофирования развивается в направлении увеличения объема органического вещества. С течением времени уровень эвтрофикации усиливается, поскольку с накоплением осадков глубина водоема и его площадь акватории уменьшаются. В условиях межледниковий изменения уровня трофности связаны с состоянием водосборных площадей (климат, ландшафты). Продолжительность этапа эвтрофного развития составляет многие столетия и тысячелетия.

Высокая информативность диатомового метода основана на анализе систематического и экологического состава сообществ диатомей. Нет сомнения в достоверности данных, полученных при изучении сообществ из межледниковых водоемов. И они являются эталонными, характерными для ненарушенных антропогенным влиянием местообитаний.

На основе биоиндикационных исследований была проведена оценка эколого-биологического состояния современных водных экосистем бассейна Верхнего Дона. Изучены сообщества фитопланктона и микрофитобентоса основной водной артерии региона – р. Дон и некоторых его крупных притоков – рек Черная Калитва, Богучарка, Хопер и других и р. Цна и ее притоков, а также террасовые и пойменные озера долины р. Дон и ряд крупных водохранилищ – Воронежское, Тамбовское и др.

В современных водоемах, существующих в условиях постоянной и направленной антропогенной нагрузки различного, в том числе и токсического, характера сформировалась определенная структура природно-антропогенных сообществ загрязненных местообитаний. На биоценотическом уровне степень загрязненности водоемов оценивается на основе анализа видового разнообразия сообществ микроскопических водорослей. В условиях повышенного уровня загрязнения его уменьшение происходит за счет выпадения из состава слабо

толерантных видов. Развиваются виды и внутривидовые таксоны широкого экологического и географического диапазона распространения, характерные для эвтрофных водоемов Европы в целом. Видовое разнообразие сообществ фитопланктона и микрофитобентоса в современных проточных, слабопроточных и непроточных эвтрофных и высокоэвтрофных водных экосистемах невысокое. Обычно общее число таксонов составляет менее 40 (от 5-12, 20 таксонов), при доминировании 1-2 видов, создающих высокие показатели численности, при единичном развитии других. Наблюдается также сходство видового состава сообществ по различным водоемам. В условиях чрезвычайно высоких загрязнений, возникающих на локальных участках акваторий вследствие высоких промышленных и коммунальных нагрузок, может происходить снижение видового разнообразия диатомовых водорослей до 1-2 видов и даже их полное исчезновение, а также ”цветение” вод синезелеными водорослями, характерными для загрязненных местообитаний.

При проведении оценки эколого-биологического состояния современных вод по фитопланктону в качестве эталонов их относительного экологического благополучия рассматриваются сообщества, которые наблюдаются в водоемах, расположенных в пределах особо охраняемых природных территорий (ООПТ). Поскольку, как показывают наши многолетние наблюдения, даже в водоемах заповедников (например, Хоперского, Воронинского), достаточно богатые в видовом отношении сообщества связаны с местообитаниями, приуроченными к зарослям высшей водной и водно-погруженной растительности. Это позволяет сделать вывод о высочайшем значении данных природных биофильтров. Но также свидетельствует и о тотальном влиянии антропогенного воздействия, которое проявляется, в том числе и в пределах ООПТ. Другое дело, что особый режим хозяйственной деятельности человека на данных территориях, способствует мобилизации и проявлению природных защитных свойств, которые характерны для водных экосистем.

В относительно ненарушенных сообществах, например в ряде озер Хоперского природного заповедника (Воронежская область), часто находящихся вне пределов непосредственного воздействия хозяйственной деятельности человека, диатомовые и синезеленые водоросли разнообразны в видовом отношении. Уникальные по видовому разнообразию сообщества низших водорослей обнаружены в озерах Рамза и Кипец, которые представляют собой озеровидные расширения русла р. Вороны в пределах государственного природного заповедника “Воронинский” (Тамбовская область). По типу трофического статуса они являются эвтрофными мелководными макрофитными озерами, которые отличает проточно-русловой гидродинамический режим. Широко развитые заросли высшей водной и водно-погруженной растительности выступают как биологические фильтры, которые способствуют формированию процессов самоочищения водной среды. В отдельных пробах насчитывается до 20-30 и до 50 таксонов низших водорослей.

Общая тенденция антропогенного загрязнения направлена на дальнейшее увеличение степени эвтрофирования. Эвтрофикация и загрязнение вод приводят к увеличению сапробности. Она показывает экологическое состояние любого водоема в зависимости от количества и степени активности разложения органического вещества и оценивается по способности организмов развиваться в воде с различными величинами содержания органических загрязнений. Воды пресных водоемов по видам-индикаторам разделены на четыре зоны сапробности, характеризующие обстановку, в которой происходят процессы очищения загрязненных вод. Это позволяет определять класс качества вод и получать характеристику процессов самоочищения. В целом в регионе по эколого-биологическому качеству распространены “умеренно загрязненные” воды. Более загрязненными являются локальные участки акваторий, которые испытывают

высокие промышленные и коммунальные нагрузки. В подобном случае качество их вод определяется 4-м классом, т.е. как “загрязненные”. По способности к самоочищению ныне поверхностные воды региона находятся на стадии обратимых изменений. Это определяет достаточно высокий уровень процессов переработки, окисления и минерализации органического вещества. При значениях показателей индекса сапробности в интервале от 1,51 до 2,50, и нахождении процессов самоочищения вод преимущественно в β-мезосапробной зоне, в зависимости от уровня сапробности экологическое качество вод может изменяться как в сторону увеличения сапробности и снижения видового разнообразия сообществ микроводорослей, так и в противоположную.

Таким образом, сопоставление процессов эвтрофирования межледниковых и современных водоемов показывает, что они имеют общую природную основу. Однако в межледниковых водоемах длительность эвтрофикации определялась веками и тысячелетиями, поскольку самоочищение в природных водных экосистемах сбалансировано. Оно обеспечивалось не только различными биохимическими процессами, но также гидробионтами, имеющими высокие видовые и количественные показатели. В конечном итоге водоемы прекращали свое существование или вследствие заполнения их котловин органическими и терригенными осадками или в связи с наступлением неблагоприятных природных условий, например, похолодание климата в конце межледниковья – раннеледниковое время. Сообщества фитопланктона и микрофитобентоса, являясь непосредственными участниками этого процесса, выступают как биологические индикаторы, позволяющие восстанавливать эволюцию водных экосистем. Данные свойства низших водорослей, диатомовых и синезеленых, позволяют проводить оценку современных водных экосистем. Анализ процессов их эвтрофикации, эколого-биологического качества вод дает основание рассматривать их как природно-антропогенные экосистемы. Возможность оценить продолжительность происходящих под воздействием антропогенных (техногенных) нагрузок негативных перемен, позволяет сделать вывод об общественной значимости проблемы состояния поверхностных вод. Это должно выражаться не только в соблюдении природоохранных мероприятий, всемерном экологическом образовании населения, но также усовершенствования методик в изучения эколого-биологического состояния вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анциферова Г.А. (2001). Эволюция диатомовой флоры и межледникового озерного осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины в неоплейстоцене // Тр. НИИ Геологии ВГУ. Воронеж. Вып. 2. 198 с.

2. Анциферова Г.А. (2005). Биоиндикация в геоэкологии: об эвтрофировании межледниковых, голоценовых и современных поверхностных водных систем бассейна Верхнего Дона. Вестник Воронежского университета. Геология, № 1, Воронеж. С. 240-250.

3. Давыдова Н.Н. (1985). Диатомовые водоросли – индикаторы экологических условий водоемов в голоцене. Л. 244 с.

4. Драбкова В.Г. (1986). Эволюция озер под влиянием развития их экосистем // Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучение истории озер. Л. С. 27-33.

5. Россолимо Л.Л. (1977). Изменение лимнических экосистем под воздействием антропогенного фактора. М. 144 с.

6. Макрушин А.В. (1974). Биологический анализ качества вод. Л. 60 с.

7. Методика изучения биоценозов внутренних водоемов. (1975). М. С. 73-117.

ДИАТОМОВАЯ ФЛОРА ПОЗДНЕГО МИОЦЕНА ИЗ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ЦЕНТРАЛЬНАЯ-1 (БЕРИНГОВО МОРЕ)

Гладенков А.Ю.
Геологический институт (ГИН РАН), Москва, e-mail: agladenkov@ilran.ru

LATE MIOCENE DIATOM FLORA FROM HOLE CENTRAL-1 (THE BERING SEA)

Gladenkov A.Yu.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: agladenkov@ilran.ru

В Беринговом море остатки диатомовых водорослей неогена и квартера широко распространены как в донных осадках, так и в разрезах осадочного чехла, вскрытых глубоководными скважинами, которые пробурены в глубоководной южной части моря в двух экспедициях проектов DSDP и IODP [8, 10, 11]. Именно диатомеи являются в данном регионе одним из основных биостратиграфическим инструментов для детального расчленения и датирования морских неоген-четвертичных толщ, а также проведения палеогеографических реконструкций. Представительные разновозрастные диатомовые комплексы обнаружены также в ряде разрезов районов восточного и западного обрамления Берингова моря - на Камчатке и Аляске. Изучение ископаемых ассоциаций и корреляция их с разработанной северотихоокеанской зональной шкалой кайнозоя по диатомеям позволили определить возраст вмещающих отложений. Однако сведения о диатомеях из разрезов северо-западной (чукотской) части Беринговоморского региона все еще достаточно скудны. По существу они ограничены фрагментарными данными о находках диатомей в разрезах скважин, пробуренных на суше в пределах Хатырского и Анадырского прогибов [4, 2, 1]. Материалы по бурению в зоне Чукотского шельфа до последнего времени отсутствовали. Поэтому большой интерес представляют находки неогеновых диатомей в разрезе первой глубокой скважины на российском шельфе в северо-западной части Берингова моря.

Скважина Центральная-1 пробурена ОАО “Сибнефть” на Чукотском шельфе Берингова моря в 180 км к востоку от мыса Беринговский, на восточной периферии Анадырской впадины (глубина моря 90.1 м) [3]. Скважиной вскрыт разрез осадочного чехла мощностью 2673.5 м. Результаты, полученные при проведении комплекса каротажа и вертикального сейсмического профилирования, а также исследованиях вещественного состава пород в керне и шламе, позволили расчленить разрез на девять толщ [3]. С учетом палеонтологических данных выделенные толщи, имеющие возраст от палеоцена до картера, были сопоставлены со стратиграфическими подразделениями анадырской суши. Для проведения диатомового были отобраны образцы из туфодиатомитовой толщи, имеющей мощность 152 м и вскрытой в интервале 580.5-732.5 м ниже дна моря (мндм).

Материал включал 10 образцов керна, отобранных в разрезе в интервале 609.5-623.5 мндм (Рисунок). В результате обработки остатки диатомовых водорослей, имеющие разную степень сохранности и обилия, обнаружены во всех образцах. Состав диатомовой флоры включает более 70 таксонов видового и надвидового ранга. Среди них преобладают бореальные и аркто-бореальные морские виды типичные для высоких-средних широт Северотихоокеанского региона. За исключением двух образцов, доминантами являются *Odontella aurita*, *Paralia sulcata*, *Ikebea tenuis* и *Chaetoceros* spp. (споры). К субдоминирующим и характерным элементам относятся *Actinocyclus octonarius*, *Kisseleviella carina*, *Coscinodiscus marginatus*, *Stephanopyxis* spp., *Actinoptychus senarius*, *Stellarima microtrias*, *Pyxidicula zabelinae*, *Hyalopyxis concava*, *Cosmiodiscus insignis*, *C. intersectus*. Также отмечены *Thalassiosira manifesta*, *Hemiaulus*

polymorphus, *Pseudotriceratium adspersum*, *Ps. rusticum*, *Stictodiscus kittonianus* и др. В двух образцах, отобранных в интервалах 612.5-613.5 и 616.5-617.5 мндм (Рисунок), обнаружены редкие остатки диатомей, среди которых преобладают пресноводные формы (представители рода *Cyclotella*), а морские практически отсутствуют.

В составе изученной флоры отсутствуют многие стратиграфически важные морские планктонные виды, в первую очередь, представители родов *Denticulopsis* и *Neodenticula*. Это затрудняет корреляцию с диатомовыми ассоциациями северотихоокеанской зональной шкалой кайнозоя и точную оценку возраста вмещающих отложений. Наиболее ценными для биохронологии являются находки морских видов *Cosmiodiscus insignis*, *Pyxidicula zabelinae* и *Ikebea tenuis*. Согласно последним данным по их стратиграфическому распространению в разрезах скважин глубоководного бурения в высоких-средних широтах Северной Пацифики [6, 12, 5], уровень появления (УП) и уровень исчезновения (УИ) *Cosmiodiscus insignis* фиксируются на отметках соответственно ~7.9 и 4.8 млн. лет назад, УП *Pyxidicula zabelinae* - 8.0 млн. лет, а УИ *Ikebea tenuis* - в интервале 5.6-5.5 млн. лет. Таким образом, совместные находки упомянутых таксонов свидетельствуют, что диатомовая ассоциация может коррелироваться с комплексами верхней части зоны *Thalassionema schraderi* и нижней части зоны *Neodenticula kamtschatica* (подзоны “a”) позднего миоцена (Рисунок). То есть, возраст ассоциации может быть оценен в пределах 7.9 – 5.5 млн. лет. Следует заметить, что в составе изученной флоры отсутствует *Thalassiosira oestrupii* - вид, появление которого на уровне 5.5 млн. лет маркирует границу между подзонами “a” и “b” зоны по диатомеям *Neodenticula kamtschatica* [6]. Не обнаружены и такие морские виды как *Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea* и *Thalassiosira jouseae*, появившиеся в пределах узкого стратиграфического интервала внутри подзоны “b” зоны *Neodenticula kamtschatica* и получившие затем широкое развитие в Северотихоокеанском регионе. Отсутствие упомянутых форм косвенно также может указывать на то, что верхний возрастной предел вмещающих отложений не моложе 5.5 млн. лет.

Необходимо отметить особо, что одним из характерных элементов изученной в разрезе флоры является ископаемый морской вид *Kisseleviella carina*. С одной стороны, поскольку этот вид наиболее типичен для комплексов олигоцена - начала среднего миоцена, можно сделать вывод о том, что найденные створки переотложены. Однако с другой стороны, точный возраст вымирания данного таксона окончательно не установлен. Например, постоянные находки *Kisseleviella carina* отмечены в составе диатомовых ассоциаций, изученных из некоторых разрезов Японии [9] и разреза скважины DSDP 192 на западной периферии субарктической Пацифики [8, 10] и сопоставляемых с позднемиоценовыми комплексами зоны *Thalassionema schraderi* и нижней части зоны *Neodenticla kamtschatica*. Возможно, что этот представитель, типичный прежде всего для неритического планктона, мог существовать в прибрежных областях более длительное время по сравнению с акваториями отрытого океана или моря. Поэтому нельзя окончательно исключать вероятности присутствия *Kisseleviella carina* в верхнемиоценовых отложениях разреза скважины Центральная-1 *in situ*.

В целом, в составе флоры преобладают представители неритического планктона и сублиторальных форм (включая *Paralia sulcata*, *Odontella aurita*, споры *Chaetoceros*, *Actinoptychus senarius*, *Actinocyclus octonarius*, *Stephanopyxis* spp.), отмечены также

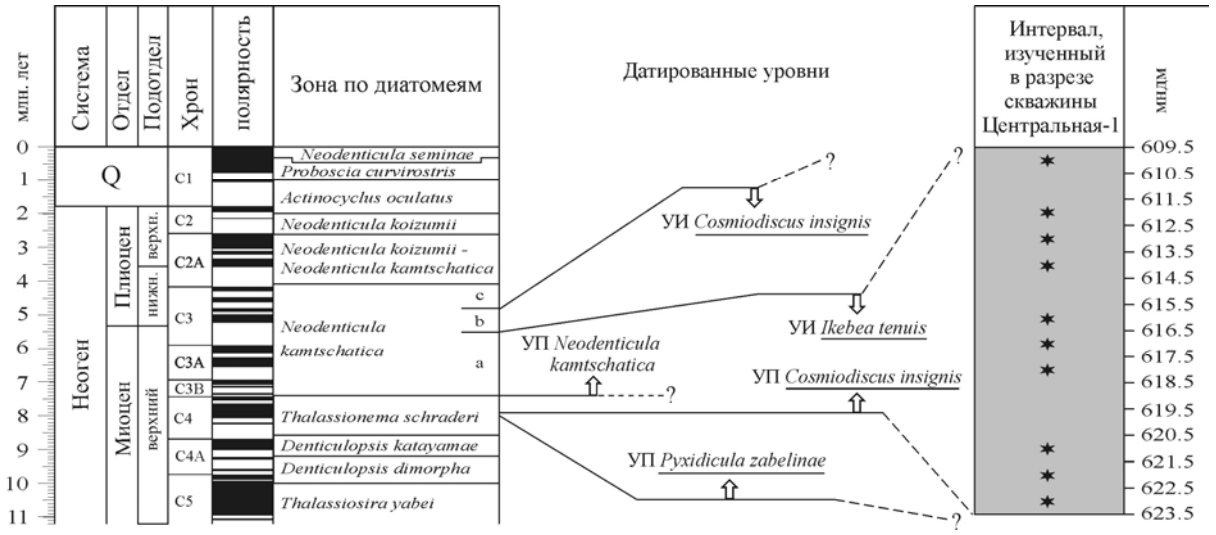


Рисунок. Северотихоокеанская зональная шкала по диатомеям для последних 11 млн. лет [6], скоррелированная с геохронологической и палеомагнитной шкалами У. Бергрена и др. [7] и датированные уровни важных в стратиграфическом отношении видов, найденных в изученном интервале разреза скважины Центральная-1 (подчеркнуты). УП - уровень появления; УИ - уровень исчезновения; звездочками показаны стратиграфические уровни отбора образцов, в которых изучались диатомеи; мндм - метры ниже дна моря.

бентосные и неморские таксоны. Зафиксировано присутствие неогеновых холодноводных видов *Pyxidicula zabelinae*, *Cosmiodiscus insignis* и *Porosira punctata*, которые характерны для неритических ассоциаций Берингова моря и Северо-Западной Пацифики. Элементы планктона, типичные для зоны открытого океана (моря) практически отсутствуют. В том числе не найден планктонный вид *Neodenticula kamtschatica* (зональный вид-индекс одноименной зоны), который появился около 7,4 млн. лет назад и имел широкое распространение в Северотихоокеанском регионе в конце позднего миоцена - плиоцене. Нельзя исключать, что его отсутствие может объясняться палеоэкологическими особенностями развития диатомовой флоры в северо-западной части Беринговоморской области. Отметим также, что в составе изученной ассоциации отсутствуют как теплолюбивые формы, так и виды, развивающиеся в ледовых обстановках. В целом, все эти особенности таксономического состава и структуры могут свидетельствовать о формировании диатомовой флоры в пределах продуктивной мелководной шельфовой зоны моря, с относительно холодными водами. Находки на двух стратиграфических уровнях редких остатков диатомей, среди которых преобладают пресноводные формы, вероятно, могут указывать либо на эпизоды обмеления шельфа с осадконакоплением на границе суши и моря при влиянии речного стока, либо на размыв осадков.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 12-05-00192 и Программы № 25 фундаментальных исследований Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агапитов Д.И.* (1991). Новые данные о стратиграфии неогеновых и палеогеновых отложений Анадырской впадины // в: Ильев А.Я. (ред.). Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО АН СССР. С. 70-95.

2. *Агапитов Д.И., Митрофанова Л.И.* (1999). Стратиграфия неогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка) // Тихоокеанская геология. Т. 18. № 2. С. 123-133.

3. *Маргулис Л.С., Агапитов Д.Д., Маргулис Е.А.* и др. (2011). Первые данные о кайнозойском разрезе Чукотского шельфа Берингова моря // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 19. № 2. С. 103-114.

4. *Митрофанова Л.И., Болдырева В.П.* (1989). Расчленение и корреляция разрезов неогеновых отложений Северо-Западной Пацифики (Хатырский прогиб) // в: Корнев О.С. (ред.). Возраст геологических образований Охотоморского региона и прилегающих территорий. Владивосток: ДВО АН СССР. С. 34-47.

5. *Barron J.A.* (2003). Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern Oceans // Diatom Research. V. 18. P. 203-224.

6. *Barron J.A., Gladenkov A.Y.* (1995). Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results. V. 145. P. 3-19.

7. *Berggren W.A., Kent D.V. Swisher III C.C., Aubry M.-P.* (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM Special Publication. No. 54. P. 129-212.

8. *Koizumi I.* (1973). The late Cenozoic diatoms of Sites 183-193, Leg 19, Deep Sea Drilling Project // Init. Repts DSDP. V. 19. P. 805-855.

9. *Koizumi I.* (1977). Diatom biostratigraphy in the North Pacific region // in: Saito T., Ujiie H. (eds.). Proceedings of the First Congress on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo 1976. Kaiyo Shuppan Co. Ltd., Tokyo. P. 235-253.

10. *Koizumi I.* (2010). Revised diatom biostratigraphy of DSDP Leg 19 drill cores and dredged samples from the subarctic Pacific and Bering Sea // JAMSTEC Report of Research and Development. V. 10. P. 1-23.

11. *Takahashi K., Ravelo A.C., Alvarez Zarikian C.A.* (2011). IODP Expedition 323 - Pliocene and Pleistocene paleoceanographic changes in the Bering Sea // Scientific Drilling. V. 11. P. 4-13

12. *Yanagisawa Y., Akiba F.* (1998). Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Jour. Geol. Soc. Japan. V. 104. P. 395-414.

СТРАТИГРАФИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЛЕКСАНДРИЙСКИХ (ЛИХВИНСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ НОВЫЕ БЕЛИЧИ (БЕЛАРУСЬ) ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Демидова С.В.[1], Хурсевич Г.К.[2]

[1]Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт (БелНИГРИ), Минск, e-mail: sdem@geology.org.by

[2]Белорусский государственный педагогический университет имени Максима Танка (БГПУ им. М. Танка), Минск, e-mail: galinakhurs.41@mail.ru

STRATIGRAPHY AND CONDITIONS OF THE FORMATION OF ANCIENT ALEXANDRIAN DEPOSITS IN THE NOVYE BELICHI SECTION (BELARUS) BASED ON THE RESULTS OF THE DIATOM ANALYSIS

Demidova S.V.[1], Khursevich G.K.[2]

[1]Belarussian Research Geological Exploration Institute (BRGEI), Minsk, e-mail: sdem@geology.org.by

[2]M. Tank State Pedagogical University (SPU), Minsk, e-mail: galinakhurs.41@mail.ru

Разрез александрийских (лихвинских) отложений Новые Беличи (скв. 41, 6 км к югу-юго-западу от г. Слуцка) приурочен к территории Солигорской моренно-водно-ледниковой равнины, расположенной в центральной части Беларуси, главным образом в междуречье притоков Припяти – рек Морочь и Птичь. Межледниковые отложения плейстоцена на данной территории изучены по многим местонахождениям, в том числе и методом диатомового анализа – по трем разрезам муравинского (микулинского) межледниковья [1, 2].

Александрийские образования в разрезе скв. 41 у д. Новые Беличи представляют собой древнеозерную толщу из нескольких чередующиеся слоев супеси и мергеля на гл. 26,7–62,0 м. Формирование этих отложений происходило, по палинологическим данным, на протяжении большей части александрийского межледниковья [4]. Остатки диатомовых водорослей обнаружены по всему разрезу, однако с различной встречаемостью в разных пробах. Некоторые уровни оказались крайне ими бедны (вплоть до единичных экземпляров). Такое неравномерное насыщение отложений створками диатомей, вероятнее всего, объясняется имевшими место в определенные отрезки времени неблагоприятными условиями для их захоронения и последующего сохранения в осадках.

Результаты выполненных в разрезе Новые Беличи диатомовых исследований свидетельствуют о развитии в древнем озере богатой в таксономическом отношении флоры диатомовых водорослей, в составе которой широко представлены виды всех местообитаний. Особо следует отметить разнообразие планктонных диатомей, в числе которых в заметном количестве обнаружен типичный представитель александрийского межледниковья – *Cyclotella temperiana* Loginova [3].

Выявить основные тенденции в развитии диатомовых водорослей и проследить динамику экологических условий в палеоводоеме позволяет диатомовая диаграмма изученных отложений (рисунок 1). Она показывает, как снизу вверх по разрезу в структуре доминирующих комплексов существенно изменяется долевое участие ведущих таксонов диатомей из планктонных и перифитонных родов.

На этом основании изученные отложения расчленены на три местные экологические диатомовые зоны (local diatom assemblage zone – LDAZ).

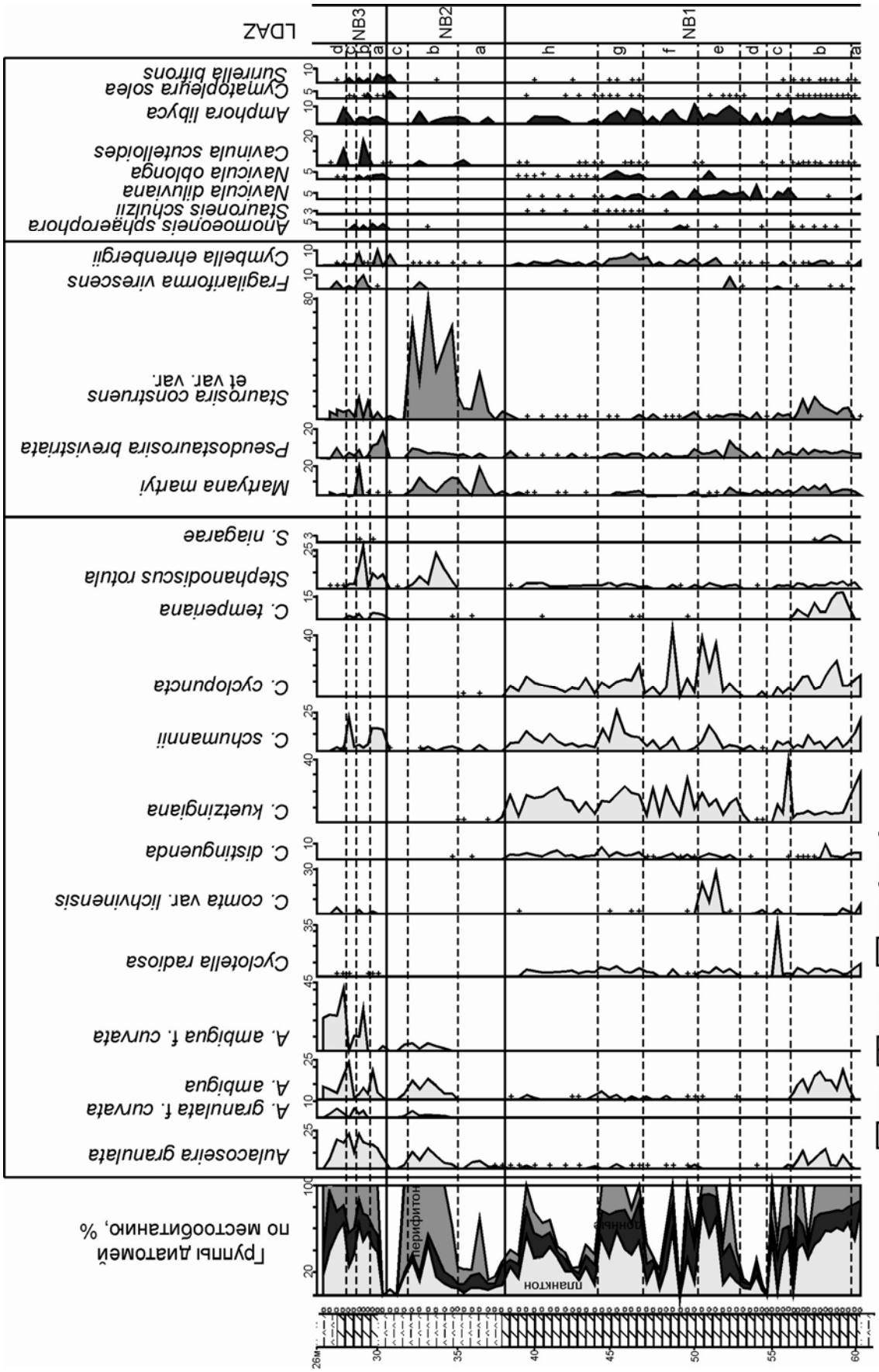


Рисунок 1 - Диатомовая диаграмма александрийских отложений, вскрытых скв. 41 у д. Новые Беличи Слуцкого района

Нижняя, самая большая по объему LDAZ NB 1 *Cyclotella* (NB – Новые Беличи) выделена в слое озерного мергеля на глубине 38,0–62,0 м по преобладанию в составе

диатомового сообщества планктонных представителей (до 73 %), в первую очередь из рода *Cyclotella* (Kьtz.) Brйb. LDAZ NB 2 *Staurosira* (слой супеси, гл. 32,5–38,0 м) отличается господством *Staurosira construens* (Ehrenberg) Williams et Round с разновидностями (до 80 %). Верхняя LDAZ NB 3 *Aulacoseira – Stephanodiscus* (гл. 26,7–32,5 м, мергель и супесь) выделяется высоким содержанием планктонных таксонов из родов *Aulacoseira* и *Stephanodiscus*. Все зоны разбиты на ряд подзон по наблюдающимся внутри них различиям в составе комплексов, а также с учетом интервалов с различным количественным содержанием диатомей.

LDAZ NB 1 *Cyclotella* разделена на 8 подзон (NB 1a – NB 1h). В целом, в диатомовом сообществе зоны NB 1 сворки основных бентосных диатомей более или менее равномерно распределены снизу вверх по разрезу. Наибольшей численностью характеризуются *Amphora libyca* Ehrenberg, *Navicula oblonga* (Kьtzing) Kьtzing, *N. diluviana* Krasske. Заметные изменения наблюдаются в структуре планктонного сообщества различных подзон. Так, в подзоне NB 1a преобладают виды *Cyclotella: C. kuetzingiana* Thwaites (>30 %)*, C. schumannii* (Grunow) Hekansson (до 25 %)*, C. cyclopuncta* Hekansson et Carter (до 18 %)*, C. radiosa* (Grunow) Lemmermann*, C. comta* var. *lichvinensis* (Jousй) Loginova*, C. distinguenda* Hustedt. В подзоне NB 1b наблюдается некоторое снижение доли планктонных диатомей в общем составе диатомового комплекса. В количественном отношении выделяются *Cyclotella cyclopuncta* (до 20 %) и *C. temperiana* (до 15 %), расцвет которой приходится на данную подзону, *C. schumannii, C. radiosa*. Здесь наблюдается также заметное участие видов *Aulacoseira: A. ambigua* (Grunow) Simonsen – до 23 % и *A. granulata* (Ehrenberg) Simonsen – до 12 %. В подзоне NB 1c по численности лидируют *Cyclotella kuetzingiana* (до 40 %) и *C. radiosa* (до 35 %), это максимум в их развитии. Подзона NB 1d отличается резким снижением численности диатомовых створок по сравнению с нижележащими зонами. Выше по разрезу (подзона NB 1e) отмечается обилие остатков диатомей, при этом преобладают представители планктона: *Cyclotella cyclopuncta* (до 40 %)*, C. comta* var. *lichvinensis* (до 30 %, максимум в развитии), *C. schumannii, C. kuetzingiana.* В период формирования подзоны NB 1f наибольшего расцвета в своем развитии достигла *Cyclotella cyclopuncta* (>40 %). Для вышележащих подзон NB 1g и NB 1h наиболее характерными видами являются *Cyclotella kuetzingiana, C. schumannii* и *C. cyclopuncta.*

Диатомовое сообщество, выделенное в зоне NB 1 *Cyclotella*, свидетельствует о существовании относительно глубокого, с тенденцией к понижению уровенного режима, олиготрофно-мезотрофного озера, которое отличалось достаточно благоприятными условиями для развития диатомовой флоры. Реакция воды, вероятнее всего, была нейтрально-слабощелочной.

В составе LDAZ NB 2 *Staurosira* выделены 3 подзоны (NB 2a – NB 2c). Подзона NB 2a, как и подзона NB 2c, отличается значительным обеднением створками диатомей в количественном отношении. В общем составе диатомовых водорослей подзоны NB 2a превалируют перифитонные таксоны: *Staurosira construens, S construens* var. *binodis* (Ehrenberg) Hamilton*, S. construens* var. *venter* (Ehrenberg) Hamilton, *Martyana martyi* (Hйribaud) Round. Эти же виды характерны и для подзоны NB 2b, но при этом участие *Staurosira construens* et var. *binodis* et var. *venter* достигает свыше 80 % от общего количества диатомей. Однако здесь заметную долю также составляют планктонные виды: *Stephanodiscus rotula* (Kьtzing) Hendey (>20 %) и представители *Aulacoseira: A. granulata* et f. *curvata* Grunow, *A. ambigua* et f. *curvata* (Scabitschevsky) Genkal. В целом, судя по составу доминантных комплексов диатомей зоны NB 2, во время формирования соответствующих отложений палеоводоем испытал существенное обмеление и зарастание.

Самая верхняя LDAZ NB 3 *Aulacoseira – Stephanodiscus,* состоящая из 4 подзон (NB 3a – NB 3d), характеризуется относительным увеличением роли планктонных диатомей в общем составе флоры по сравнению с предыдущей зоной, существенным снижением количества обрастателей и некоторым увеличением числа донных диатомей. Преобладают таксоны *Aulacoseira, Cyclotella schumannii, Stephanodiscus rotula.* Это свидетельствует о среднеглубоком характере палеоводоема и понижении его трофического статуса на заключительном этапе развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Демидова С.В.* (2009). Возраст и палеогеографические условия формирования древнеозерных отложений Новогрудской возвышенности и Солигорской равнины // Літасфера. № 1 (30). С. 11−28.

2. *Логинова Л.П., Махнач Н.А., Шалабода В.Л.* (1989). Палеогеография микулинских озер юга Минской области // Палеогеография кайнозоя Белоруссии. Мн.: Наука и техника. С. 152–160.

3. *Хурсевич Г.К.* (1981). Сукцессия диатомей в александрийских (лихвинских) пресноводных отложениях разреза Новые Беличи Слуцкого района Белорусской ССР // Систематика, экология водорослей и их значение в практике геологических исследований. Киев. С. 137–138.

4. *Yelovicheva Ya.* (1999). New section of the Alexandriya (Holstein) Interglaciation in Belarus // Pleistocene Stratigraphy and Glacial Chronology in Southern Estonia: Abstracts of the Field Symposium, May 18–23, 1999. Tallinn. P. 22.

ВИДЫ РОДА *TETRACYCLUS* RALFS В МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ) И ОЗ. ХАНКА (ПРИМОРЬЕ).

Дубровина Ю.Ф., Усольцева М.В.
Лимнологический институт (ЛИН СО РАН), Иркутск, e-mail: uliada@lin.irk.ru

THE SPECIES OF GENUS *TETRACYCLUS* RALFS FROM MIOCENE DEPOSITS OF THE VITIM PLATEAU (TRANSBAIKALIA) AND LAKE HANKA (PRIMORYE)

Dubrovina YU.F.[1], Usoltseva M.V.[2]
Limnological Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (LIN SO RAN), Irkutsk, e-mail: uliada@lin.irk.ru

Изучение диатомовых водорослей из миоценовых отложений джилиндинской свиты Витимского плоскогорья началось с 1970 г. [1, 3, 6, 8]. Исследования миоценовых диатомей новокачалинской свиты проводились с 1936 г. [2, 4, 5, 7]. В списках видового состава диатомовой флоры для этих регионов авторами упомянут род *Tetracyclus* Ralfs, представленный преимущественно вымершими таксонами (Таблица1). Исследования диатомовых водорослей этих регионов проводились с применением световой микроскопии, в связи с чем возникла необходимость пересмотра систематического положения таксонов, упомянутых в литературных источниках.

Целью работы являлось проведение таксономической ревизии видов рода *Tetracyclus* из миоценовых отложений Витимского плоскогорья и оз. Ханка с помощью сканирующей электронной микроскопии.

В результате исследований выявлено16 видовых и внутривидовых таксонов рода *Tetracyclus* из миоценовых отложений Витимского плоскогорья и 7 таксонов из оз. Ханка (Таблица 1). Показано, что общими видами для обоих регионов являются *T. lacustris* Ralfs, *T. lacustris strumosus* (Ehr.) Hustedt, *T. ellipticus* (Ehr.) Grunow, *T. excentricum* (Ehr.) Williams и *T. poligybbum* (Pantocsek) Williams. Однако имеются виды, встреченные только в отложениях Забайкалья: *T. aff. lacustris elongatus* Hustedt, *T. ellipticus lancea* f. *subrostrata* Hustedt, *T. ellipticus lancea* f. *lancea* (Ehr.) Hustedt, *T. ellipticus inflata* Hustedt, *T. emarginatus* (Ehr.) Smith, *T. elegans* (Ehr.) Ralfs in Pritchard, *T. castellum* (Ehr.) Grunow, *T. arceli* Williams & Khursevich, *T. linearis* (Ehr.) Grunow, *T.* aff. *bradburyii* Williams и *T.* aff. *ovalifolius* (LI) Williams.

Виды, выявленные только в отложениях Приморья, следующие: *T. clypeus* (Ehr.) Li и *T. radius* Saito-Kato, Hayashi & Tanimura.

По сравнению с литературными данными [8], для отложений Витимского плоскогорья мы не обнаружили *T. floriformis* Tscher., *T. celatom* Okuno, но впервые указали виды *T. lacustris var. strumosus*, *T. aff. lacustris* var. *elongatus, T. ellipticus* var. *lancea* f. *subrostrata*, *T. ellipticus lancea* f. *lancea*, *T. ellipticus inflata*, *T. excentricum*, *T. elegans*, *T. castellum*, *T. poligibbum*, *T. arceli*, *T. linearis*, *T.* aff. *bradburyii*, *T.* aff. *ovalifolius*. Для оз. Ханка [4, 5] не обнаружено видов *T. lacustris elongatus*, *T. aff. rupestris, T. ellippticus lancea* f. *lancea, T. ellippticus lancea f. subrostrata,* но отмечены такие виды как *T. clypeus, T. radius.*

Таким образом, данное исследование позволило выявить большее разнообразие видов для Забайкалья и меньшее для Приморья по сравнению с литературными данными. Это может быть связано с тщательно проведённой ревизией рода, в ходе которой многие виды претерпели таксономические преобразования.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента МК-2617.2011.5.

Таблица 1. Виды рода Tetracyclus Ralfs в миоценовых отложениях Забайкалья и Приморья по данным литературных источников и настоящего исследования.

	Литературные данные	Данные настоящего исследования
Витимское плоскогорье (Забайкалье)	*T. lacustris* *T. ellipticus* круг форм *T. emarginatus* *T. floriformis* *T. celatom*	*T. lacustris* *T. lacustris var. strumosus* *T. aff. lacustris elongatus* *T. ellipticus* *T. ellipticus lancea* f. *subrostrata* *T. ellipticus lancea* f. *lancea* *T. ellipticus inflata* *T. emarginatus* *T. excentricum* *T. elegans* *T. castellum* *T. poligibbum* *T. arceli* *T. linearis* *T.* aff. *bradburyii* *T.* aff. *ovalifolius*
Оз. Ханка (Приморье)	*T. lacustris elongatus* *T. ellipticus* *T. jimboi* *T. polygibbum* *T. aff. rupestris* *T. circulus* *T. ellippticus* *T. ellippticus clypeus* *T. ellippticus lancea f. lancea* *T. ellippticus lancea f. subrostrata* *T. ellippticus latissimus, T. lacustris strumosus*	*T. lacustris* *T. ellipticus* *T. lacustris var. strumosus* *T. excentricum* *T. poligibbum* *T. clypeus* *T. radius*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дубровина Ю.Ф., Усольцева М.В.* (2010). Морфология доминирующих видов Tetracyclus Ehrenberg из миоценовых отложений Витимского плоскогорья, Россия // Перспективы развития и проблемы современной ботаники : материалы II (IV) Всерос. молодеж. науч.-практ. конф. (Новосибирск, 5-8 окт. 2010 г.). Новосибирск. С. 171-173.

2. *Дубровина Ю.Ф., Усольцева М.В., Пушкарь В.С., и др.* (2011). Морфология доминирующих видов *Tetracyclus* Ralfs из миоценовых отложений новокачалинской свиты (Приморье, Россия) // Материалы XII Междун. науч. кон. диатомологов, г. Москва, 19-24 сент. 2011 г. Москва: Университетская книга. С. 233-235.

3. *Ендрихинский А.С.* (1970). О нахождении миоценовых отложений на Витимском плоскогорье. / Ендрихинский А.С., Черемисинова Е.А.// Докл. АН СССР. № 4. С. 885-888.

4. *Жузе А.П.* (1952). К истории диатомовой флоры оз. Ханка. Матер, по геоморфол. и палеогеографии СССР, вып. 6. Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 51.

5. *Моисеева А.И.* (1971). Атлас неогеновых водорослей Приморского края. / Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 171, Л., «Недра».

6. *Моисеева А.И.* (1984). Роль диатомовых водорослей в стратиграфии и палеографии неогена Восточной Сибири // Проблема возраста геологических образований Восточной Сибири. Итоги и дальнейшие направления исследований с целью подготовки к изданию «Геолкарты-50» (Тез. Докладов). Иркутск. С. 86-87.

7. *Овсянников Н.В.* (1936). Каменные строительные материалы дальневосточного Приморья / Вестн. Дальневост. Фил. АН СССР. 20. С. 3-44.

8. *Рассказов С.В.* (2007). Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: Феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С.В. Рассказов, Н.А. Лямина, Г.П. Черняева; Ин-т земной коры СО РАН. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 193с.

ИЗВЕСТКОВЫЕ ВОДОРОСЛИ КАРБОНА УРАЛА

Р. М. Иванова
Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, e-mail: Ivanovarm@igg.uran.ru

ALGAE OF THE CARBONIFEROUS DEPOSITS OF THE URAL

R.M. Ivanova
Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, Ekaterinburg, e-mail: Ivanovarm@igg.uran.ru

Выводы о зональном, стратиграфическом, биогеографическом, породообразующем значении и фациальной зависимости водорослей сделаны на основании изучения огромного фактического материала автора и коллег по Уралу, Подмосковному бассейну, Донбассу, Казахстану, Средней Азии, Сибири и Северо-Востоку России [2].

В мелководных шельфовых отложениях карбона известковые водоросли имеют практически такое же широкое распространение, как и фораминиферы, и весьма разнообразны по систематическому составу. Водоросли чаще других организмов являются основными компонентами в строительстве биогермов и биостромов [2, 4, 10]. Это характерно для верхов визе и серпуховского яруса нижнего карбона, среднего и особенно верхнего карбона, где известны многочисленные рифовые массивы и банки, сложенные таллитами зеленых листоватых водорослей и слоевищами красных Komia и Ungdarella.

В отличие от фораминифер и конодонтов водоросли обладают меньшим стратиграфическим потенциалом и относятся к категории медленно эволюционирующих групп организмов, позволяющих устанавливать возраст вмещающих отложений чаще всего до подъяруса. Однако во многих разрезах они являются единственным палеонтологическим материалом (особенно в карбоне Сибири), позволяющим делать выводы о возрасте вмещающих пород.

В целом в карбоне Урала выделено десять водорослевых зон [6]: Kamaena delicata (турнейский ярус), Kamaena lata – Nanopora woodi, Palaeoberesella lahuseni – Exvotarisella index, Calcifolium okense – Koninckopora inflata (визейский ярус), Ungdarella uralica – Fasciella kizilia (серпуховский ярус), Donezella lutugini (нижнебашкирский подъярус), Donezella lunaensis–Dvinella distorta (верхнебашкирский подъярус), Dvinella comata–Beresella polyramosa (нижнемосковский подъярус), Uraloporella variabilis–Macroporella ginkeli (верхнемосковский подъярус), Eugonophyllum johnsoni–Paraepimastopora kansasensis (верхний карбон). Общее число водорослевых зон в два раза меньше количества зон, установленных по фораминиферам, но в пределах одного бассейна седиментации зональное расчленение по водорослям на отдельных стратиграфических уровнях является более детальным и не уступает таковому по другим группам ископаемых организмов.

Известковые водоросли являются отличными показателями фациальных обстановок, глубин образования карбонатных отложений (углубления или обмеления бассейна), состава сопутствующих им организмов, изменения климата Земли [1-3, 8]. Преобладание в биоценозах фамена представителей таких родов как Shuguria, Girvanella, Parachaetetes и Solenopora свидетельствует об обстановках отмелей и островной суши [9]. Максимальное развитие зеленых водорослей в поздневизейское время (появление шести новых родов) связано с наиболее обширной трансгрессией этого времени.

Распространение отдельных родов и видов водорослей характеризует определенный достаточно узкий стратиграфический интервал. Так представители рода Menselina встречаются только в отложениях зон Quasiendothyra communis и Q.

kobeitusana верхнего фамена, массовые скопления Calcifolium okense известны в верхневизейском подъярусе, а Fasciella kisillia – в верхах серпуховского яруса.

Некоторые из десяти водорослевых зон карбона можно использовать для межрегиональной и межконтинентальной корреляции с территориями Западной и Восточной Европы, Канады и Северной Америки. В турне таковой является зона Kamaena delicata, в визе – Calcifolium okense-Koninckopora, в серпухове – Ungdarella uralica-Fasciella kisilia, в башкирском ярусе – Donezella lutugini, в нижнемосковском – Dvinella и Beresella, в верхнемосковском – Macroporella [5].

Достаточно высокая степень изученности известковых водорослей карбона позволяет выделить в раннем карбоне всего мира четыре биогеографических пояса: Средиземноморской (Тетический), Североамериканский, Сибирский и Арктический; в среднем и позднем карбоне – три: Тетический (исключая Австралию), Североамериканский, Сибирский и Арктический, включая Сибирь [7, 11].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берченко О.И.* (1981). Известковые водоросли турнейских отложений Донбасса. Киев: Наук. думка. 71 с.

2. *Богуш О.И., Иванова Р.М., Лучинина В.А.* (1990). Известковые водоросли верхнего фамена и нижнего карбона Урала и Сибири. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 202 с.

3. *Иванова Р.М.* (1972). Фациальные сообщества фораминифер и водорослей визейского бассейна на восточном слоне Южного Урала // Сборник по вопросам стратиграфии №19. Свердловск: УНЦ АН СССР. С. 20-35.

4. *Иванова Р.М.* (1992). Органогенные постройки раннего и среднего карбона Урала // Ежегодник 1991. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 16-19.

5. *Иванова Р.М.* (2002). Биогеография и палеоэкология альгофлоры карбона // Новости палеонтологии и стратиграфии. Новосибирск: Сиб. отд. РАН, филиал «ГЕО». С. 138-149.

6. *Иванова Р.М.* (2005). Биостратиграфическая зональность карбона Урала по известковым водорослям // Evolution of life on the Earth: Материалы III Междунар. симп. Томск: Изд-во ТГУ. С. 122–124.

7. *Иванова Р.М.* (2008). Фузулиниды и водоросли среднего карбона Урала: зональная стратиграфия, палеобиогеография, палеонтология. Екатеринбург: УрО РАН. 205 с.

8. *Маслов В.П.* (1956). Ископаемые известковые водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР. 300 с.

9. *Чувашов Б.И.* (1968). История развития и биономическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука. 130 с.

10. *Ivanova R.M., Bogush O.I.* (1992). Algae as Indicators of a Biogeographical Zonation in the Early Carboniferous of the Urals, Siberia and Northeast Russia // Facies, 27. Erlanger. P. 235-244.

11. *Mamet B.* (1992). Paleogeographie des algues calcaires marines carboniferes // Canad. J. Earth Sc. V. 29, № 1. P. 174-194.

ЗОНАЛЬНАЯ ДИАТОМОВАЯ ШКАЛА НЕОГЕНА ПРИМОРЬЯ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

Лихачева О. Ю., Пушкарь В. С.
Дальневосточный геологический институт (ДВГИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: olesyalikh@gmail.com, pushkar@fegi.ru

THE NEOGENE DIATOM ZONAL SCALE OF THE PRIMORYE (THE SOUTH OF FAR EAST)

Likhacheva O.Yu., Pushkar V. S.
Far East Geological Institute (FEGI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: olesyalikh@gmail.com, pushkar@fegi.ru

Проблема зональной стратиграфии континентальных толщ не раз обсуждалась и ставилась в ряд первоочередных задач для развития теории стратиграфии [1]. Впервые попытка выделения диатомовых биозон в ранге локальных зон (лон), была предпринята при изучении неогеновых толщ Приморья и стратиграфического распространения в них диатомей. В пределах миоцена и плиоцена было выделено три диатомовых лоны [5]. В дальнейшем с использованием этого опыта и эволюционной этапности развития диатомей для Дальнего Востока была предложена диатомовая шкала [2], привязанная к Унифицированной схеме неогена [6]. Однако практика геологического картирования и дальнейшие диатомовые исследования выявили ряд замечаний в области разработки зональной схемы и в действующей парадигме региональной схемы кайнозоя Приморья.

Диатомовые водоросли представляют ортостратиграфическую группу, которая широко используется в стратиграфических построениях благодаря высоким темпам эволюционных изменений. Также диатомеи весьма чувствительны к изменениям среды обитания, что приводит к широким спектрам их фенотипической изменчивости. Все это, с одной стороны, делает их хорошим инструментом при восстановлении параметров палеосред, а, с другой, затрудняет корреляцию фациальных толщ, содержащих диатомовые комплексы с несопоставимыми экологическими структурами. Поэтому выделение референтных слоев, охватывающих различные одновозрастные фации и обладающих уникальными признаками, представляет собой важную задачу при зональной стратиграфии. Такими уникальными признаками могут быть палеоклиматическая ритмика и различия между этапами развития диатомей.

На основании указанных выше свойств, нами была прослежена эволюционная этапность развития диатомовой флоры Приморья и разработана зональная диатомовая шкала, включающая 7 зон, отражающих определенные событийные этапы (рис. 1), которые отвечают изменениям как в экологическом (смена экологических структур комплексов диатомей), так и эволюционном плане (эволюционное вымирание и появление новых таксонов). В шкале прослеживается 4 эволюционных рубежа.

Зона Miosira bifaria (голостратотип синеутесовской свиты, нижняя часть нижнего миоцена). Верхняя граница определяется по вымиранию вида-индекса и первому появлению вида *Actinocyclus krasskei* var.*krasskei* Bradbury et Krebs. Хорошим признаком этой зоны является высокая частота встречаемости *Actinella brasiliensis* Grun. и кольцевых колоний *Aulacoseira*. Комплекс диатомей свидетельствует об относительно теплом климате и активизации Восточно-Азиатского муссона – палеоклиматическое событие Early Miocene carbon excursion. Нижняя часть зоны датирована в 25.3 ± 1.6, верхняя – 20.9 млн. лет.

Зона Actinocyclus lobatus (нежинская свита, верхняя часть нижнего миоцена). Верхняя граница проводится по вымиранию вида-индекса и появлению видов *Miosira tscheremissinovae* (Khurs.) Khurs. и *Actinocyclus tunkaensis* Khurs. Отмечается тенденция к потеплению. С этого времени начинается и синергетическое влияние окраинных

морей Северо-Западной Пацифики и муссонной активности на региональный климат, что привело к формированию достаточно широкой системы озерных водоемов и образованию диатомитовых толщ. Зона датирована 20.2 (основание), 20.1, 19.7, 18.8, 18.1 (кровля) млн. лет.

Зона Miosira jouseana (нижняя часть голостратотипа новокачалинской свиты, самая верхняя часть нижнего миоцена – нижняя часть среднего миоцена). Предложение выделить новокачалинскую свиту было выдвинуто Б. И. Павлюткиным (2005) [3]. Верхняя граница определяется по вымиранию вида-индекса и появлению *Actinocyclus gorbunovii* Bradbury et Krebs. Нижняя граница связана с исчезновением *A. lobatus* (Rub.) Rub. et Khurs. и ряда овальных *Aulacoseira*. Возраст в интервале 18,1 – 14.9 млн. лет.

На границе двух предыдущих зон (граница между ранним и средним миоценом) мы прослеживаем один из крупных эволюционных рубежей, который совпадает с глобальным климатическим оптимумом миоцена – Monterey carbon excursion [7]. Важным стратиграфическим признаком можно считать присутствие вида *Miosira jouseana* (Moiss.) Moiss. (3,2%). Комплекс диатомей, отражающий данное событие, характеризуется относительно высоким родовым (42) и видовым (98) разнообразием при низкой степени их доминирования, что является признаком быстропериодической изменчивости условий окружающей среды с тенденцией к ярко выраженному потеплению. Это обстоятельство обеспечило высокую палеопродуктивность диатомей, что привело к формированию мощных диатомитовых толщ.

Зона Miosira areolata (верхняя часть голостратотипа новокачалинской свиты, верхняя часть среднего миоцена). Верхняя граница зоны определяется по вымиранию вида-индекса. Комплекс диатомей насчитывает 68 видов (34 рода), и характеризуется сменой сублиторальной структуры на пелагическую – роль планктонных видов возрастает, в основном за счет *Aulacoseira praegranulata* (Jousй) Moiss. (до 58, 5%, но при полном отсутствии форм *curvata*). Возраст зоны 14,9-11,8 млн. лет.

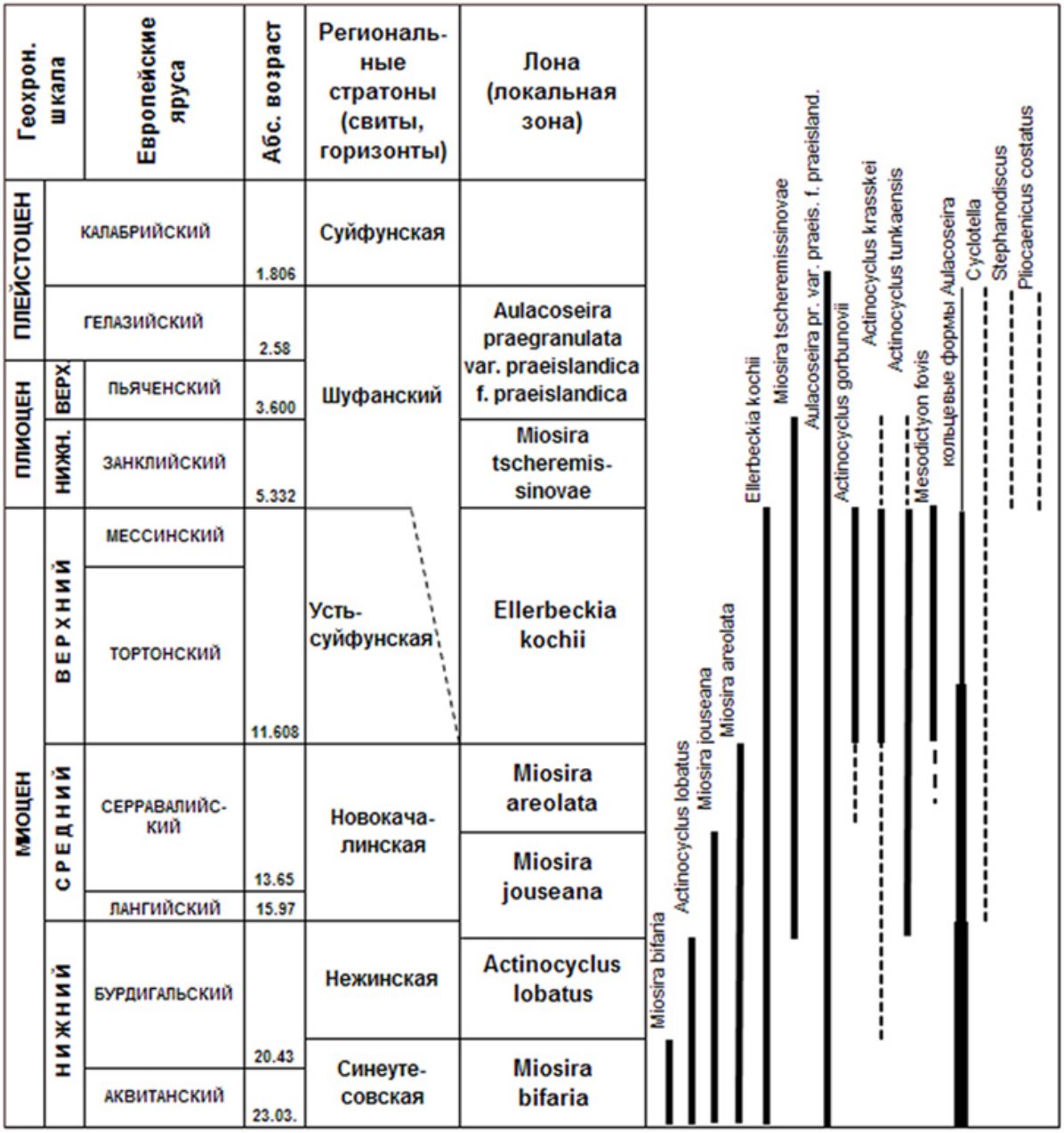
Зона Ellerbeckia kochii (гипостратотип усть-суйфунской свиты, верхний миоцен). Возраст 11,8- 5,3 млн. лет. На верхней границе исчезает вид-индекс. Датирован комплекс в 8.6, 8.8, 10.7, 10.8, 11.8 млн. лет.

На поздний миоцен приходятся следующие два наиболее значимые события – это два глобальных похолодания (Late Miocene и Messinian carbon excursion) [7]. Структура комплекса диатомей свидетельствует о холодном климате при усилении зимнего муссона, так как наблюдается вымирание многих видов и родов диатомей. Четвертый рубеж проводится по границе нижнего и верхнего плиоцена (3,6 млн. лет).

Зона Miosira tscheremissinovae (нижний плиоцен, шуфанский горизонт). Верхняя граница проводится по вымиранию вида-индекса. Возраст 5,3-3,6 млн. лет. Наблюдается более высокое видовое разнообразие, незначительное участие теплолюбивых видов, что соответствует небольшому потеплению климата начала плиоцена.

Зона Aulacoseira praegranulata praeislandica f. praeislandica (шуфанский горизонт, верхний плиоцен). Верхняя граница соответствует уровню вымирания вида-индекса. Возраст 3,6-1, 92 млн. лет. Комплекс отражает новую волну похолодания и стабилизацию холодных условий. С этого момента начинается сосуществование и экспансия полярных ледниковых шапок, определивших формирование современной климатической системы Земли.

Рисунок. Стратиграфическое распространение диатомей и зональная диатомовая шкала неогеновых отложений Приморья. Региональные стратиграфические подразделения указаны в соответствии с Унифицированной региональной шкалой неогена [6] с изменениями и дополнениями по Павлюткину Б. И. [4].



СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гладенков Ю.Б.* (1991). Современные проблемы зональной стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10. С. 3-8.

2. *Моисеева А.И.* (1995). Расчленение континентальных отложений неогена Дальнего Востока по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корр. Т. 3. № 5. С. 92–103.

3. *Павлюткин Б.И.* (2005). Среднемиоценовая ханкайская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука. 216 с.

4. *Павлюткин Б. И.* (2008). Геология и условия формирования кайнозойских отложений континентального юга Дальнего Востока. Автореф. док. дис. Владивосток. 48 с.

5. *Пушкарь В.С., Короткий А.М.* (1985). Зональная стратиграфия континентального верхнего кайнозоя Сихотэ-Алиня // Тез. научно-практич. конф. РМСК Востока СССР. Владивосток. С. 22–23.

6. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). (1994). Хабаровск: ХГГГП. 124 с.

7. *Wang Pinxian, Zhao Quanhong, Jian Zhimin,* et al. (2003). Thirty million year deep-sea records in the South China Sea // Chinese Sci. Bull. V. 48, № 23. P. 2524-2535.

ПРИЗНАКИ КЛИМАТИЧЕСКОГО ОПТИМУМА РАННЕГО ЭОЦЕНА (EECO) В БИОКРЕМНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

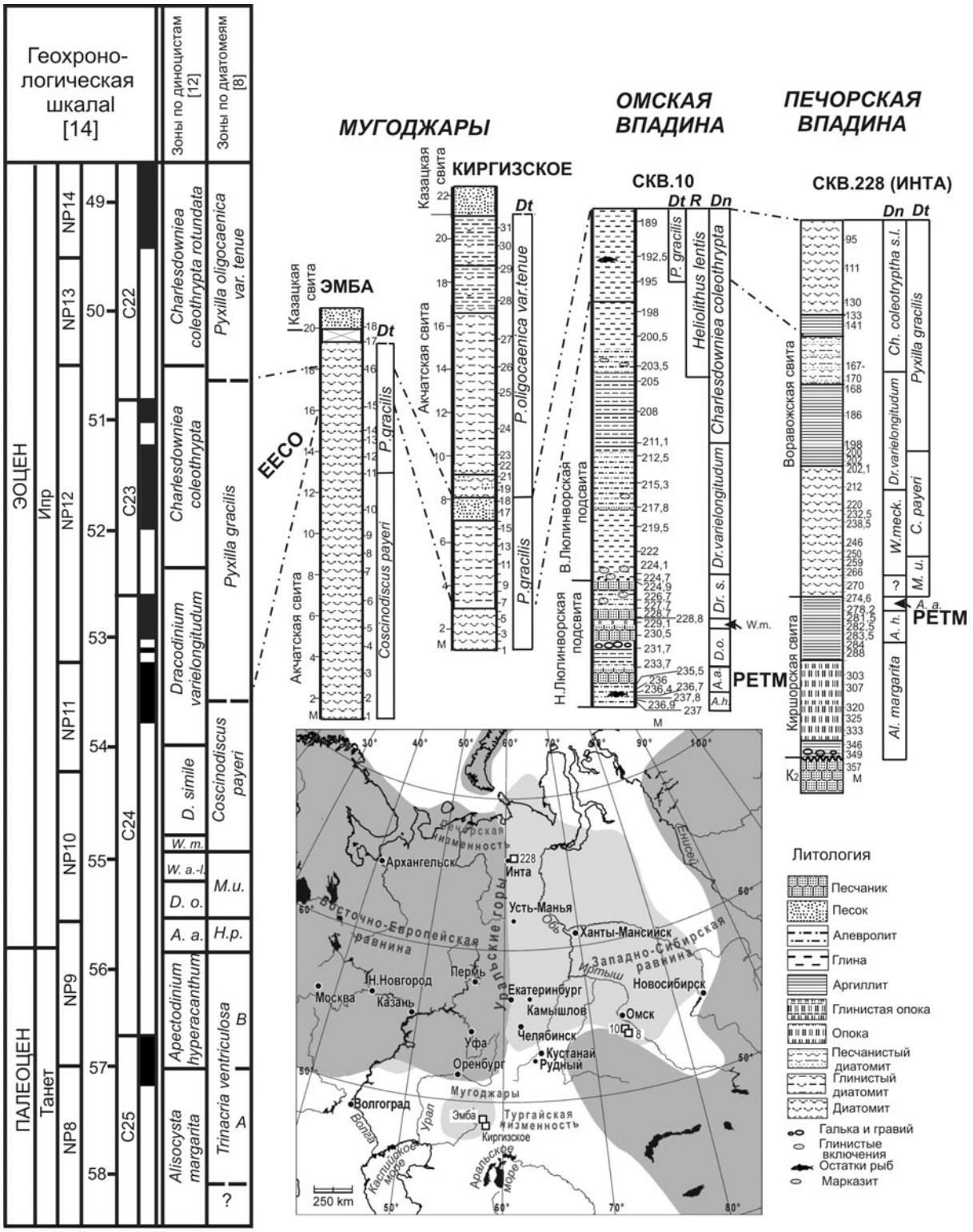
Орешкина Т.В.
Геологический институт РАН, Москва, e-mail: oreshkina@ginras.ru

EVIDENCE OF THE EARLY EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (EECO) IN BIOSILICEOUS SEDIMENTS OF WESTERN SIBERIA AND ADJACENT AREAS

Oreshkina T.V.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: oreshkina@ginras.ru

Конец позднего палеоцена и большая часть раннего эоцена (58-51 млн. лет) относятся к наиболее теплому интервалу кайнозоя с эпизодами так называемых гипертермальных событий, установленным по изотопным и палеотемпературным данным [21]. Наиболее известным и хорошо изученным является сверхкороткий эпизод глобального повышения температуры на границе палеоцена–эоцена (PETM), сопровождавшийся выраженной негативной изотопной экскурсией легкого изотопа углерода (CIE), региональными изменениями литологии, значительной реструктуризацией морской и континентальной биоты с широтными и межконтинентальными миграциями, ускорением эволюционных процессов. В последнее время появились публикации по менее масштабным гипертермальным событиям, установленным для нескольких интервалов раннего эоцена. Их количество, номенклатура, абсолютный возраст, биотические и литологические аспекты в настоящее время уточняются [10, 15, 20].

В данной работе проанализированы таксономические и структурные изменения комплексов диатомей и силикофлагеллат в ряде разрезов Омской впадины (скв. 8, 10), Печорской впадины (скв.228_Инта), Предмугоджарье (разрезы Эмба и Киргизское), которые могут быть интерпретированы как признаки гипертемального события EECO конца раннего эоцена (~зона NP 12 по наннопланктону). Биостратиграфической основой работы является зональная шкала по диатомеям по версии Н.И. Стрельниковой [9]. Основы биостратиграфии этого региона по диатомовым водорослям были заложены А.П. Жузе в конце 40-х гг. прошлого века, позже, на огромном фактическом материале, полученном в период интенсивного изучения геологии Западной Сибири, были разработаны первые зональные шкалы для внутриконтинентальных бассейнов Северной Евразии [3, 7, 8]. В последние годы объем и возраст зональных подразделений по диатомеям уточняется в результате сопоставления с зонами по диноцистам и, по возможности, с другими группами планктона в опорных разрезах бореального палеогена Поволжья, Западной Сибири и прилегающих районов [1, 2, 4, 5, 6, 11, 16, 17, 18, 19]. В данной работе (рис.) диатомовые зоны скалиброваны с одним из вариантов зональной шкалы по диноцистам [12]. Образцы керна скважин были получены от региональных геологических организаций, пробы из разрезов Эмба и Киргизское предоставлены сотрудником ГИН РАН В.Н. Бенямовским. Лабораторная обработка пород проводилась по стандартной методике с обогащением в тяжелой жидкости, модифицированной в ГИН РАН [1].



Зоны по диноцистам: (*Dn*): *A. a.= Apectodinium augustum; D.e. =Deflandrea oebisfeldensis; W. a.-l.=Wetzeliella astra-lobusca; W.m. = Wetzeliella meckelfeldensis; D. simile=Dracodinium simil.* **Зоны по диатомеям:** *(Dt):H.p.=Hemiaulus proteus; M.u.= Moisseevia uralensis.***Зоны по радиоляриям***(R): P. foveolata=Petalospyris foveolata;P. fiscella=Petalospyiris fiscella.*

Рисунок. Корреляция предполагаемого интервала EECO по данным изучения диатомей в изученных разрезах. На врезке - местоположение разрезов и палеогеографическая ситуация для раннего эоцена (по [19], с изменениями); светло-серым цветом показано распространение биокремнистых фаций.

В Западной Сибири ранний эоцен характеризуется максимумом развития морской трансгрессии и распространения биокремнистых фаций. Во всех изученных нами разрезах интервал значительного обогащения таксономического состава диатомовых комплексов приходится на верхнюю часть зоны Pyxilla gracilis (~зона NP12 по наннопланктону). Следует отметить, что этот уровень хорошо прослеживается на территории Западной Сибири, что в свое время послужило основанием для выделения подкомплекса Coscinodiscus polyactis в верхней части зоны Pyxillagracilis [7]. Здесь относительно однородный состав диатомовых ассоциаций, характерный для зоны Coscinodiscus payeri и нижней части зоны Pyxilla gracilis с *Coscinodiscus payeri* Grunow, *Grunowiella gemmata* (Grunow) Van Heurck, *Pyxidicula moelleri* (A. Schmidt) Strelnikova et Nikolaev, *Stephanopyxis marginata* Grunow пополняется как за счет повторной появления ряда экзотов, характерных для события PETM (*Fenestrella antiqua* (Grunow) Swatman, *Craspedodiscus moelleri* A. Schmidt, *Thalassiosiropsis wittiana* (Pantocsek) Hasle, так и благодаря появлению новых элементов диатомовой флоры. Это первое появление рода *Brightwellia,* монотипного рода короткоживущего рода *Golovenkinia* к которому был отнесен [9] Coscinodiscus polyactis A. Cleve-Euler, и видов - *Triceratium basilica* Brun, *Coscinodiscus decrescens* Grunow, *C. heteroporus* Ehrenberg, *Pyxilla* sp. 1, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grunow. Значительно обогащается состав силикофлагеллят и фоновых видов диатомовых. Наиболее разнообразные в таксономическом отношении комплексы обнаружены в Предмугоджарье в разрезах Киргизское и Эмба, где осадки представлены диатомитами акчатской свиты. В Печорской впадине (скв.228_Инта) в глинистых диатомитах воравожской свиты отмечено лишь первое появление реперных видов - *Brightwellia hyperborea, Golovenkinia polyactis, Coscinodiscus decrescens, Pyxilla sp. 1.*Фоновый состав меняется незначительно.

В Омской впадине (скв.8, 10), где отложения нижнего эоцена представлены терригенными отложениями люлинворской свиты этот уровень характеризуется появлением пачки биокремнистых отложенией (мощностью до 5-6 м) с разнообразным набором силикофоссилий - спикулами губок, диатомовыми, силикофлагеллятами, эбриидеями, обломками радиолярий. Присутствие реперных видов *Golovenkinia polyactis, Coscinodicus decrescens*, *Brightwellia hyperborea* свидетельствует о принадлежности этого интервала к верхней части зоны Pyxilla gracilis.

Таким образом, значительные изменения комплекса диатомовых, приходящиеся на вторую половину раннего эоцена, а именно на интервал зоны NP 12, по-видимому, отражает событие EECO. В изученном бассейне это событие проявляется в увеличении таксономического разнообразия, интенсификации эволюционных процессов на родовом и видовом уровнях, повышении продуктивности бассейна, выраженном в появлении пачки биокремнистых осадков на фоне преобладающего терригенного осадконакопления в южной части Западно-Сибирского бассейна. Дальнейшие исследования регионального проявления события EECO должны сфокусироваться на межрегиональных корреляциях с более глубоководными отложениями Перитетиса, в частности, с интервалом, обогащенным органическим веществом второй половины ипра Центрального Предкавказья, а также на геохимических и изотопных аспектах этого события.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-05-00431 и Госконтракта 16.740.11.0050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Радионова Э.П.* (2012). Диатомеи и диноцисты в интервале перехода от палеоцена к эоцену в биокремнистых фациях Среднего Зауралья// Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. № 3. С. 1-26.

2. *Ахметьев М. А., Запорожец Н. И., Яковлева А. И. и др.* (2010). Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики// Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 18. № 6. С. 78-103.

3. *Глезер З.И.* Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. Геология. 1979. № 11. С. 19–30.

4. *Орешкина Т.В., Александрова Г.Н. (*2007). Терминальный палеоцен Среднего Поволжья: биостратиграфия и палеообстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 15. № 2. С. 93-118.

5.*Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б*. (1998). Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: биостратиграфические и палеогеографические аспекты // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука. С. 183–192. (Тр. ГИН РАН. Вып. 500).

6.*Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Александрова Г.Н.* (2008). Прямая корреляция зональных шкал бореального палеогена по диатомеям и диноцистам (по материалам скв. 19-У, пос. Усть-Манья, восточный склон Северного Урала) // Новости палеонтологии и стратиграфии: Вып. 10-11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Т. 49. С. 347-350.

7. *Рубина Н. В*. (1973). Палеоальгологическое обоснование стратиграфии морских и континентальных отложений палеогеновых и неогшеновых отложений Западно-Сибирской низменности. // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: С. 87-95.

8. *Стрельникова Н.И.* (1992). Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во С.-Петербургского Ун-та. 312с.

9. *Стрельникова Н.И.*(1997). Новый род Golovenkinia (Bacillariophyta)из палеогеновых отложений России и Швеции. Бот. ж. Т. 82. № 7. С. 104-106.

10. *Agnini C., Macri P., Backman J. et al*. (2009). An Early Eocene carbon cycle perturbation at ~52,5 Ma in the Southern Alpes:chronology and biotic response. //Paleoceanography. V. 24. PA2209. doi: 10.1029/2008PA001649, 2009.

11. *Aleksandrova G.N., Radionova E.P*. (2006). On the late Paleocene stratigraphy of the Saratov Volga Region: Micropaleontological characteristics of the Kamyshin Formation, Dyupa Gully section // Paleontological Journal. V. 40. No. 5. P. 543-557.

12. *Iakovleva A.I., Kulkova I.A*. (2003). Paleocene-Eocene dinoflagellate zonation of Western Siberia. //Review of Palaeobotany and Palynology. V. 123. No. 3-4.3. P. 185-197.

13. *Iakovleva A.I., Oreshkina T.V., Alekseev A.S., et al.* (2000). A new Paleogene micropaleontological and palaeogeographical data in the Petchora Depression, northern Europian Russia.// C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planets // Earth and Planetary Sciences. No. 330. P. 485-491.

14. *Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H. et al.* (2004). The Paleogene Period. // In: F.M. Gradstein et al. (eds.), A Geologic time scale. Cambridge Univ. Press, Cambridge. P. 384–408.

15. *Nicolo M., J., Dickens G.R., Hollis C.J., et al. (* 2007). Multiple early Eocene hyperthermals: Their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. //Geology.V. 35. No 8. P. 699-702. doi: 10.1130/G23648A.

16. *Oreshkina T. V., Aleksandrova G. N., and Kozlova G.E*. (2004). Early Eocene marine planktonic record of the East Urals margin (Sverdlovsk region): biostratigraphy and paleoenvironments.// Neues Jahrbuch fur geologie und Paleontologie. V. 234 (X/X). P. 201-222.

17. *Oreshkina T.V., Oberhansli H.* (2003). Diatom turnover in the early Paleogene diatomites of the Sengiley section, Middle Povolzhie, Russia: A response to the Initial Eocene Thermal maximum?// In: S.L. Wing et al. (eds), Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado. V. 369. P. 169-179.

18. *Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskiy V.N.* et al. (2001). Paleocene/Eocene transition in the Northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskiy key section of the Turgay passage (Kazakhstan). //Bull. Soc. Geol. France. V. 172. No. 2. P. 245–256.

19. *Radionova, E. P., V. N. Beniamovski, A. I. Iakovleva et al.* (2003). Early Paleogene transgressions: Stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys / *In* S. L. Wing, P. D. Gingerich, B. Schmitz, and E. Thomas (eds.), Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleocene. Geological Society of America Special Paper. V. 369. P. 239-262.

20. *Woodburne M.O., Gunnell G.F., and Stucky R.K.* (2009). Climate directly influences Eocene mammal faunal dynamics in North America. //Proc. Nat. Acad. Sci. USA. V. 106. No. 32. P. 13399-13403. doi: 10.1073/pnas. 0906802106.

21. *Zachos J. C., Dickens G.R., and Zeebe R.E*. (2008). An Early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics //Nature. V. 451. P. 279-283.

ДИАТОМОВЫЕ МЕРЗЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕРИНГИИ

Палагушкина О.В.[1], Назарова Л.Б.[1,2], Ширрмайстер Л.[2], Веттерих С.[2]
[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет (КФУ), Казань, Россия, e-mail: opalagushkina@mail.ru
[2]Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Германия, Потсдам

DIATOMS OF PERMAFROST SEDIMENTS OF BERINGIA

Palagushkina O.V.[1], Nazarova L.B.[1,2], Schirrmaister L.[2], Wetterich S.[2]
[1] Kazan (Volga Region) federal university (KFU), Kazan, Russia
[2] Institute of polar and marine research of Alfred Wegener, Germany, Potsdam

Исследования изменений в окружающей среде Берингии представляют большой интерес для палеоклиматологии, палеокеанографии, археологии, палеоэкологии и экологии. Источником информации о происходивших изменениях чаще всего служат мерзлотные отложения, представляющие собой своеобразные архивы различных палеоиндикаторов, в том числе, диатомей.

Исследования диатомовых водорослей проводились в двух колонках мерзлотных отложений, отобранных в северной части западной Берингии на южном побережье острова Большой Ляховский, Россия (керн L7-08, 73,35°N; 141,24°E), и в восточной ее части, на северном побережье полуострова Сьюард, Аляска, США (керн Kit-1, 66, 34° N; 164,18° W). Главной целью проведенных исследований было изучение изменений окружающей среды в период с верхнего плейстоцена до голоцена на разных участках Берингии в сравнительном аспекте, в том числе, методом диатомового анализа. Материал, представленный в данных тезисах, посвящен описанию и сравнению диатомовых флор исследованных кернов. Техническая обработка образцов отложений на диатомовый анализ проводилась с использованием метода водяной бани [3] в лаборатории Института полярных и морских исследований Альфреда Вегенера (г. Потсдам, Германия). Для изготовления слайдов использовалась высокопреломляющая смола Naphrax. Подсчет и определение створок проводились по параллельным трансектам до 300 штук в образце с использованием светового микроскопа Axioplan Zeiss и иммерсионной среды. Общее число створок в пробе бралось за 100%, доминантами считались диатомеи, составляющие в осадках более 10% створок. При определении видового состава использовались отечественные и зарубежные определители [2,4,5,6,7]. Эколого-географическая характеристика диатомовых давалась по отношению к местообитанию, солености, pH воды, по географическому распространению, температурной приуроченности и реофильности [1]. Степень сходства видового состава вычислялась по формуле:

$$К = \frac{2C}{A+B} * 100\%,$$

где A и B число видов диатомовых в двух кернах, а C – число одинаковых видов [8].

Исследования верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений острова Большой Ляховский проводилось в 16-ти образцах, возраст которых колебался от 11800 до 7100 лет назад. В результате в керне аласного комплекса L7-08 было определено 40 таксонов рангом ниже рода и 38 видов диатомовых 19-ти родов, количество которых по горизонтам менялось от 2 до 21. По местообитанию преобладали бентосные виды –61,5%, менее представлены были планктонно-бентосные диатомовые – 20,5%, самыми немногочисленными были планктонные виды, составляя 7,7% от общего числа таксонов. По отношению к температуре чаще встречались обитатели умеренных температурных условий (23,1%), также было отмечено два

холодолюбивых вида - *Eunotia praerupta* Ehr. и *Gyrosigma acuminatum* (Kьtz.) Rabenh. По фактору реофильности превалировали виды, индифферентные к течению – 43,6%, затем следовали виды-обитатели текучих вод – 17,9%, обитатели стоячих вод составляли 7,9%. Также были отмечены аэрорфильные виды *Pinnularia borealis* Ehr. и *Navicula nivalis* Ehr. (5,1%). По отношению к солености воды преобладали индифференты (66,7%), в меньшей степени были представлены галлофобы (12,8%) и галлофилы (7,7%), также был встречен мезаголобный вид *Actinocyclus normanii* (Gteg.)Hust. По отношению к pH среды большая часть видов (41%) принадлежала к индикаторам щелочных условий (алкалифилам и алкалибионтам). Индифференты составляли 28,2%, меньшей была доля ацидофильных видов – 12,8%. По географической приуроченности преобладали космополитные виды – 69,2%, в меньшей степени бореальные (10,3%) и арктоальпийские виды (5,1%). Комплекс доминирующих видов включал в себя, в основном, бентосные космполитные, алкалифильные, индифферентные по отношению к солености, течению воды виды, предпочитающие умеренные либо холодные температурные условия - *Eunotia praerupta* Ehr., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata* (Breb.) Rabenh., Ehr., *P. viridis* (Nitzsch.) Ehr., *P. microstauron* (Ehr.) Cl., *Stauroneis phoenicenteron* (Nitzsch.)Ehr.

Исследования диатомовых керна северного побережья полуострова Сьюард проводились в 4-х образцах, возраст которых колебался от 14330 до 8070 лет назад. В результате было выявлено 85 таксонов рангом ниже рода и 82 вида 27-ми родов. Количество видов по горизонтам менялось от 12 до 52. По местообитанию, как и в керне с острова Большой Ляховский, преобладали бентосные виды - 69,4% от общего числа таксонов, менее представленными были планктонно-бентосные (17,6%) и планктонные виды (4,7%). По отношению к температурному фактору так же, как и в керне L7-08, отмечалось преобладание видов умеренных температурных условий (23,1%), но число и доля холодолюбивых видов были большими - *Eunotia diodon* Ehrb., *E. praerupta* Ehr. и *Pinnularia brevicostata* Cl. (3,5%). В видовом составе диатомовых Аляски также присутствовал теплолюбивый вид *Achnanthes lanceolata* (Brйb.) Grun. (1,2%). В отношении фактора реофильности общим с западной частью Берингии было превалирование индифферентных к фактору течения видов – 34,1%, доля видов-обитателей текучих вод составляла 23,5%, а обитателей стоячих вод -12,9%. Также отмечался аэрорфильный вид *Pinnularia borealis* Ehr. (1,2%). В отношении солености воды преобладали индифферентные виды (58,8%), меньшее видовое богатство было свойственно галофильным (14,1%) и галофобным (10,6%) видам. Отмечается большее число и доля мезогалобных видов - *Actinocyclus normanii* (Gteg.)Hust., *Diploneis interrupta* (Kьtz.) Cl., *Gyrosigma spenceri* (Quek.) Griff. et Henfr., *Navicula halophila* (Grun.) Cl. (4,7%). По отношению к pH среды большая часть видов также предпочитала слабощелочные условия (алкалифильные и алкалибионтные виды, 41,2% от общего числа таксонов), индиффренты - 22,4%, менее всего были представлены ацидофильные виды – 16,5%. По географической приуроченности также преобладали космополиты – 63,5%, реже встречались бореальные (10,6 %) и арктоальпийские виды (7,1%), кроме того, был отмечен один голарктический вид *Cyclotella rossii* Hekans. Комплекс доминирующих видов керна Kit-1 полуострова Сьюард по эколого-географическим характеристикам близок к таковому с острова Большой Ляховский, так как представлен, в основном, бентосными космполитными, индифферентными по отношению к солености и течению воды алкалифильными видами, предпочитающими умеренные температурные условия - *Achnanthes minutissima* Kьtz., *Fragilaria brevistriata* Grun. in Van Heurck, *F. capucina* Desm., *F. pinnata* Ehrb., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Navicula stroemii* Hust., *Pinnularia borealis* Ehrb.

Сравнение видовых составов двух исследованных кернов из разных частей Берингии демонстрирует большее видовое богатство диатомовых в ее западной части, что косвенно отражает более разнообразные условия для их развития в период верхнего плейстоцена и голоцена. Индекс видового сходства диатомовых западной и восточной Берингии невысокий - всего 33,6%, что подтверждает индивидуальность диатомовых флор и разницу условий их формирования. Заметно отличаются перечни доминирующих видов. Несмотря на схожесть обобщенной эколого-географической характеристики диатомовых разных частей Берингии, для ее восточной части характерен больший процент бентосных, галофильных и мезогалобных видов. Это позволяет сделать выводы о том, что диатомовая флора восточной Берингии в целом формировалась при низких уровнях воды и больших значениях ее минерализации в условиях постоянной проточности. Реконструкция палеоэкологических изменений с верхнего плейстоцена до голоцена на территории западной и восточной Беринги станет следующим этапом обработки представленного материала.

Исследования проводились при поддержке фонда ДААД, Германия (грант A1104289) и Министерства образования и науки РФ, проект 12-05 "Изменение климата Берингии и эволюция перигляциальных экосистем", Россия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. (2006). Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Телль-Авив. 498 с.

2. Забелина М. М.(1951). Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. Диатомовые водоросли. Москва, Советская наука. 619 с.

3. Battarbee R. W. (1999). The importance of palaeolimnology to lake restoration // Hydrobiology. P.149–159.

4. Krammer K. (1988). Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, 2, Teil: Bacillariaceae, Epitemiaceae, Surirellaceae. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag. 250 p.

5. Krammer K. (1991 a). Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, 3, Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag. 180 p.

6. Krammer K. (1991 б). Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae 4, Teil: Achnanthaceae, Kritische Erganzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema. Geamtliteraturverzeichnis. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag. 180 p.

7. Krammer K. (1986). Susswasserflora von Mitteleuropa, Bacillariophyceae, 1, Teil: Naviculaceae. Stuttgart, Jena: Gustav Fischer Verlag. 200 p.

8. Sorensen T. (1948) A new method of establishing groups of equal amplitude in plant sociology based on similarity of species content and its application to analysis of vegetation on Danish common // Kgl.Dan.videnskab. selskab.biol.skr. Bd.5. No. 4. P.1-34.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Пушкарь В.С.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН (ДВГИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: vlpushkar@vladivostok.ru

THE GENERAL PROBLEMS OF THE DIATOM ANALYSIS AND POSSIBLE WAYS OF THEIR DECISION

Pushkar V.S.
Far East Geological Institute FEB RAS (FEGI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: vlpushkar@vladivostok.ru

Сформированный в 20-30-ых годах прошлого века диатомовый анализ как один из высокоразрешающих методов палеогеографических исследований (В.С. Порецкий, К.К. Марков, А.П. Жузе) был направлен на расшифровку генезиса и условий формирования ледниковых и межледниковых толщ. Его дальнейшее развитие показало, что диатомовые водоросли с успехом могут быть не только палеогеографическим, но и биостратиграфическим инструментом [3].

Основная проблема диатомовой стратиграфии связана с разработкой высокоразрешающих кайнозойских шкал [1,7], представляющих, необходимый фундамент для построения современной теории биосферной стратиграфии и выделения хронозоны как основной операционной единицы. Успехи создания морских шкал по различным группам планктонных ископаемых микроорганизмов достаточно хорошо себя зарекомендовали. Разработка же и обоснование континентальных диатомовых шкал серьезно отстает от требований современной стратиграфии. Основными трудностями, возникающими при разработке континентальных зональных шкал, являются высокая фациальная изменчивость континентальных отложений, ведущая к экологической пестроте диатомовых комплексов, и характер смыкаемости зональных подразделений. На мой взгляд, при решении этой проблемы может быть использован принцип Гексли-Мейена [2], имеющий особое значение при корреляции разнофациальных отложений, особенно континентальных.

С.В. Мейен обосновал признание принципа гомотаксальности в качестве третьего фундаментального принципа стратиграфии, назвав его принципом Гексли [6]. Под гомотаксисом Т. Гексли понимал идентичную (однопорядковую) последовательность комплексов фауны или флоры в разрезах, которые в этом случае являются гомотаксальными. С.В. Мейен предложил применять понятие гомотаксальности при сопоставлении разрезов не только по палеонтологическим, но и по любым другим признакам или отражаемым ими событиям, например, опираясь на палеоклиматические реконструкции или тектогенез. С помощью этого принципа уже *учитывается возможность неодновременного существования идентичных или близких фаун (флор) в различных участках планеты или региона*, и в то же время устанавливается синхронность отложений при получении доказательств стратиграфического значения какого-либо признака (например, фенотипического, палеоклиматического или конкретного этапа тектогенеза), наблюдаемого в разрезе. Этот принцип играет важную роль при разработке экостратиграфических (событийных) шкал, в том числе и по диатомеям.

Фациальная пестрота континентальных отложений влечет за собой и соответствующее разнообразие диатомовых комплексов и трудности в установлении смыкаемости биозональных подразделений. В такой ситуации установить гомотаксальность при биостратиграфической корреляции по смене таксономического

состава комплексов диатомей невозможно. Следовательно, при определении гомотаксальности в разнофациальных разрезах важно выяснить причинно-следственные отношения между палеоклиматической ритмикой и изменениями экологических структур диатомовых комплексов. По сути, мы входим в область палеоэкосистемного метода при решении задач биостратиграфического расчленения и корреляции. Главные процессы, протекающие в пределах биосферы и непосредственно воздействующие на ее развитие как суперэкосистемы по принципу управления с обратной связью, – это тектогенез, трансгрессии, эволюция климата и органического мира. Но пока очень трудно говорить, что периодичность макроэволюционных явлений, процессы филогенеза и эволюция экосистем адекватно совпадают с геологическими процессами или палеоклиматической ритмикой и являются их следствиями.

Как же решить столь важную проблему? Основные процедуры, при разработке зональных и инфразональных диатомовых шкал, можно свести к следующим:

– анализ стратиграфического взаимоотношения изученных разрезов с использованием правила Стено;

– выделение референтных диатомовых слоев и их латеральное прослеживание в условиях различных фаций;

– анализ исчезновения таксона из референтного слоя (экологическое или эволюционное;

– объединение одновозрастных, но разнофациальных слоев в зоны (лоны) и анализ изменчивости экологических структур референтных комплексов в фациях аллювиального и лимнического генезиса;

– вид-индекс зоны должен, во-первых, отвечать условию его нахождения как в речных, так и в озерных фациях. Если фациальная пестрота прослеживается в стратиграфическом пространстве, то мы сталкиваемся с проблемой определения эволюционного появления или исчезновения видов. В силу того, что зональные границы проводятся именно по этому принципу, то решение о выборе вида-индекса диатомовой зоны приобретает первостепенный характер. Во-вторых, вид-индекс должен обладать четкой таксономической диагностикой (включая и пределы фенотипической) изменчивости);

– границы зон должны иметь не только диатомовую характеристику, но и событийную (климат, тектогенез, трансгрессивные циклы (в этом случае обеспечивается смыкаемость зон);

– зона должна иметь привязку к региональным стратиграфическим подразделениям и отражать эволюционный этап (палеосукцессионный) в развитии диатомовой флоры;

– зоны должны быть сопоставлены с этапностью развития диатомей в других регионах с целью выяснения региональных причин, влияющих на развитие диатомовых палеосукцессий, что, по сути, переводит классические зональные шкалы в ранг экостратиграфических.

Основная идея, лежащая в фундаменте экостратиграфии, заключается в том, что если эволюция организмов и эволюция земной коры сопряжены между собой и представляют две стороны единого планетарного процесса, то эволюция палеоэкосистем или геосистем всецело может выступать в качестве модели геологического времени. Поэтому, суть экосистемных исследований сводится к выяснению причинных связей, управляющих коэволюцией различных геосистем, в том числе и палеоэкосистем, и построении такой цепочки последовательных событий, которая сможет составить основу экостратиграфической шкалы. С этих позиций основными информационными экосистемными свойствами сообщества диатомей, как

одной из групп автотрофного уровня экосистемы, выступают его экологический тип и характер частных экологических ниш (информация о биотопе и его параметрах), видовое разнообразие и продуктивность (информация о состоянии автотрофного уровня экосистемы).

Если в основе экостратиграфических шкал лежит цепочка последовательности геобиологических событий, то в основе корреляции отложений – установление адекватности причин следствиям [4,5]. Следовательно, синхронизация или одновременность обеспечивается сопоставимостью по тем событиям (признакам), на которых основана сама действующая хронологическая шкала или сопоставляемые шкалы [8]. В таком аспекте одновременность событий может и не быть хронометрической одновременностью. Все зависит от рода хронометрических часов, делающих саму парадигму абсолютного времени мифической и зависящей от приверженности и субъективизма исследователя (скорость радиоактивного распада, периодичность вращения планет и другие галактические процессы). Поэтому геологическое время, будь это некий абсолют или относительное стратиграфическое время, вряд ли имеет какое-либо отношение к ньютоновской или эйнштейновской концепциям времени [4,5].

Любые геологические процессы обладают свойствами периодичности и направленности, а, следовательно, могут служить метрономами и векторами. В качестве таких векторов и метрономов могут стать тектогенез и эволюция биосферы (включая и такие процессы как трансгрессии, палеоклиматическая ритмика, эволюция органического мира). В настоящее время палеоклиматическая ритмика рассматривается как основа для периодизации событий плиоцена и плейстоцена, а кислородно-изотопная шкала, как отражение направленности и ритмики палеоклиматов – одна из шкал, с периодичностью которой сопоставляется и зональная диатомовая шкала верхнего кайнозоя Северной Пацифики [7].

Если стратиграфические признаки (события), по которым устанавливается хронологическая одновременность (принадлежность к одному и тому же слою или слои, формирование которых обусловлено одной и той же причиной), ограничены в своем площадном распространении и расщепляются на новые признаки по простиранию, то для установления одновременности используется принцип Мейена - принцип хронологической взаимозаменяемости признаков (ХВП). Суть его заключена в комплексировании признаков и прослеживании в пространстве попеременно тех или иных признаков данного комплекса [6]. Нами этот принцип был использован не только при попытке корреляции морских и континентальных комплексов диатомей, но и при определении экологических валентностей вымерших видов диатомей, равно как и для изменений валентностей при адаптации фенотипов и дальнейшему их отбору [7].

Если диатомеи играют роль одного из наиболее чувствительных элементов геологической памяти, а в их палеосукцессиях направленность сочетается с периодичностью, то палеосукцессия обладает собственными часами. Ответные реакции палеоценозов диатомей на внешние изменения абиотической среды и скорости их распространения по всей палеоэкосистеме не одинаковы. Поэтому в последних понятие "одновременность" имеет относительный характер, связанный с конечной скоростью распространения сигнала-раздражителя. Для нас важно, чтобы скорости реакций сообществ диатомей, на палеоклиматические импульсы были бы сопоставимы или выше скоростей распространения причинных сигналов. В этом отношении диатомеи, обладают явным преимуществом перед наземной высшей растительностью и являются одной из ведущих индикаторных групп среди морского микропланктона, особенно для средних и высоких широт как северного, так и южного полушарий. Кроме этого, палеосукцессии диатомей, в общем, формируют подчиняющиеся определенным

правилам серии, выраженные в изменении видового разнообразия и доминирования, что позволяет использовать их для масштабных корреляций. Единственным противоречием с общими правилами формирования экологических сукцессий выступает, в некоторых случаях, доминирование экологически специализированных видов на климаксных стадиях палеосукцессий, отвечающих длительной стабилизации абиотических факторов при климатических минимумах и оптимумах. Возможно, что это один из характерных атрибутов микрофитопланктона в целом, выраженный в низкой выровненности относительного распределения особей среди видов даже при климаксных (?) стадиях. Отчетливо это выражено и в сезонных сукцессиях микрофитопланктона. С другой стороны, вполне возможно возникновение систем гомеостаза, накладывающих свои ограничения.

В докладе обсуждаются также проблема биоразнообразия, как критерия устойчивости диатомовых комплексов, проблема оценки водных глубин формирования комплексов в районах, подверженным тектоническим движениям (Курилы) или гляциоизостазии (Аляска), соотношение палеопродуктивности диатомей и концентрации CO_2 в атмосфере планеты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гладенков А.Ю.* (2007). Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). Москва, Издательство ГЕОС. (Тр. ГИН РАН. Вып. 571). 296 с.

2. *Жамойда А. И.* (2007). Биостратиграфическая корреляция, биостратиграфические шкалы и схемы // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии / отв. ред. В.А.Прозоровский. Санкт Петербург. С. 43-56.

3. *Жузе А.П.* (1962). Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Москва, Издательство Академии наук СССР. 257 с.

4. *Красилов В.А.* (1977). Эволюция и биостратиграфия. Москва, Издательство Наука. 252 с.

5. *Красилов В.А.* (1979). Время и стратиграфия // в: К.В. Симаков (ред). Проблемы времени в геологии. Владивосток, Издательство ДВНЦ АН СССР. С. 14-37.

6. *Мейен С.В.* (1989). Введение в теорию стратиграфии. Москва, Издательство Наука. 216с.

7. *Пушкарь В.С., Черепанова М.В.* (2001). Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология). Владивосток, Издательство Дальнаука. 228 с.

8. *Симаков К.В.* (1979). Методологическое значение концепций времени в стратиграфии и геохронометрии // в: К.В. Симаков (ред). Проблемы времени в геологии. Владивосток, Издательство ДВНЦ АН СССР. С. 38-57.

ЗНАЧЕНИЕ ДИАТОМЕЙ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Радионова Э.П.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail, radionova@ ginras.ru

THE DIATOMS VALUE FOR MIOCENE DEPOSITS STRATIGRAPHY OF BLACK SEE REGION

Radionova E.P.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, e-mail: radionova@ ginras.ru

Основной проблемой стратиграфии неогена–квартера Восточного Паратетиса, представлявшего собой в разные интервалы времени серию замкнутых или полузамкнутых бассейнов, является корреляция отложений и синхронизация геологических событий как в его собственных пределах, так и с сопредельными регионами.

Регионрусы и подъярусы	Восточный Паратетис Kozyrenko, Temnishkova-Topalova, 1990	Восточный Паратетис Temnishkova-Topalova, 1994	Эвксинский бассейн, Ольштынская, 1996, 2001а
Мэотис	Cymatosira savtchenkoi		Rhizosolenia bezrukovii
			Cymatozira savtchenkoi
			Actinoptychus senarius tamanica
			Слои с Thalassiosira bramaputra - Amphitetras
			Слои с Lyrella pigmea
			Слои с Thalassiosira delicatissima
Верхний сармат	Achnantes brevipes	Акрозона Navicula zichyi	Navicula zichii
Средний сармат	Achnantes baldjickii, Actinocyclus podolicus	Акроподзона Achnantes baldjickii podolica	Achnantes baldjickii podolica
Нижний сармат	Anaulus simplex, Cymatosira bicharensis	Акроподзона Mastogloia szontaghii – C. bicharensis	Mastogloia szontaghii - Cymatosira bicharensis

Рис.1.

Региональная стратиграфия миоцена Восточного Паратетиса базируется на горизонтах, выделенных Н.И. Андрусовых [1], главным образом, по малакофауне, изменения которой отражают различные биономические режимы бассейна. Таким образом, эти горизонты, называемые теперь регионрусы, являются прежде всего экостратонами, корреляция которых со стратиграфической шкалой неогена осуществляется лишь опосредованно.

В настоящее время степень изученности регионрусов не отвечает современным требованиям. Поэтому группой исследователей во главе с С.В. Поповым в последние 10 лет были предприняты комплексные биостратиграфические и палеомагнитные исследования по изучению опорных разрезов неогена Таманского полуострова. В составе миоценовой биоты рассматривались моллюски, в составе микробиоты - фораминиферы, остракоды, наннопланктон, диатомеи и органикостенный планктон. Изучение этих групп подтвердило рациональность выделения регионрусов и дало им дополнительное обоснование, дополнив их палеонтологическую характеристику.

При изучении разрезов верхнего миоцена одной из наиболее распространенных групп микропланктона оказались диатомеи, которые в составе среднего-верхнего сармата, мэотиса и нижнего понта встречаются практически во всех толщах, в отложениях различной солености от значительно опресненных до нормально морских.

Различными исследователями для этого региона были предложены зональные шкалы по диатомеям, основанные на локальных ассоциациях, типичных для Восточного Паратетиса и различающиеся критериями выделения зон (Рис. 1).

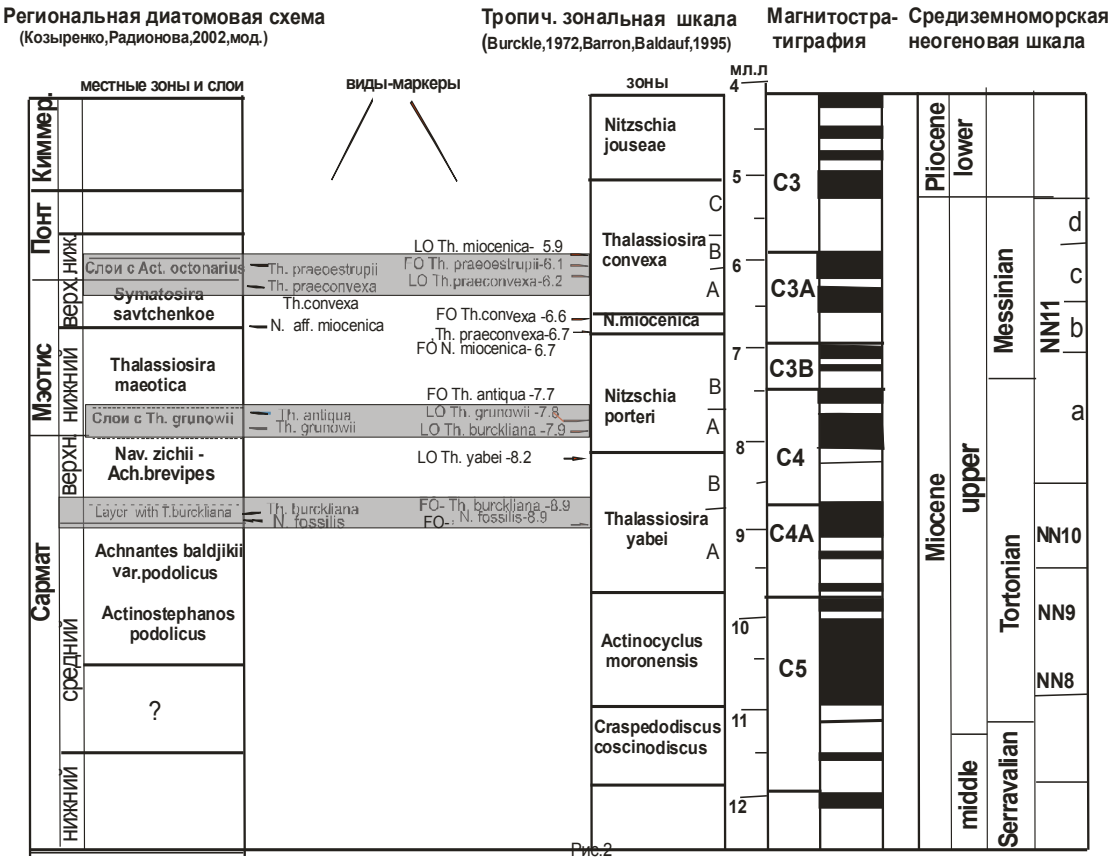


Рис.2

Рис.2.

Мы использовали в наших исследованиях зональную шкалу Темнишковой - Топаловой и Козыренко [5] с определенными дополнениями. Так верхняя часть среднего сармата (бессарабия) соответствует зоне Actinostephanos podolicus, верхний сармат (херсон) – зоне Achnantes brevipes - Navicula zichyi, нижний мэотис – зоне halassiosira maeotica, верхний – Cymatosira savtchenkoi, нижняя половина нижнего понта - слоям с Actinocyclus octonarius. В пределах каждого стратона происходят изменения диатомовых ассоциаций, связанные с трансгрессивно-регрессивной цикличностью и соответствующим изменением солености бассейна.

Массовое появление диатомей в изученном регионе приурочено к верхней половине среднего сармата. В разрезе Панагия (Рис. 2) здесь выделена **провинциальная зона Actinostephanos podolicus** с полуморской ассоциацией диатомей. Она разделяется на слои с Actinostephanos podolicus, в составе которых доминируют планктонные диатомеи и слои с Achnanthes baldjikii podolica, в составе которых преобладают бентосные водоросли.

Слои с Actinostephanos podolicus включают вид–индекс, *Coscinodiscus doljensis*, *Triceratium* sp., иногда *Azpeitia* aff. *apiculata* - морской вид, с фиксированным уровнем появления -10.6 Ма. Из бентосных видов наиболее часты - *Grammatophora (Gr. marina,*

Gr. hungarica), Cocconeis scutellum scutellum + pulchra, *C. grata*, *Achnanthes baldjikii baldjikii + podolica.*

Слои с Achnanthes baldjikii podolica содержат обильную бентосную флору, с редкими планктонными видами, высокую численность имеют *Achnantes baldjickii* с подвидами, *Cocconeis scutellum* с подвидами, *Grammatophora marina, Amphora proteus*; несколько уступают им в численности *Achnanthes brevipes*, виды родов *Diploneis, Mastogloia, Navicula.*

Переход от среднего к верхнему сармату характеризуют **слои с Thalassiosira aff. burckliana**, которые имеют необычный для сармата состав диатомовой ассоциации. *Th. burckliana* (FO-8.9, LO-7.9Ma) и *Nitzschia fossilis* (FO 8,9 Ma) - океанические виды, также присутствуют планктонные морские *Coscinodiscus asteromphalus*, морские и солоноватоводные виды рода *Actinoptychus* (*A. senarius, A. splendens*), *Actinoptychus* sp, споры Chaetoceras.

Бентос представлен как морскими - *Dimmerogramma minor, Grammatophora insignis, Gr. marina, Lyrella abrupta, L.lyra, Nitzschia marginulata, Diploneis notabilis, Mastogloia baldjikiana*, так и солоноватоводными видами Rhopalodia (*R. gibberula + R. musculus*), *Nitzschia epithemioides*, виды родов Entomoneis (*E. alata* и др.), *Amphiprora gigantean sulcata*, нередки *Navicula incomperta fossilis, Berkeleya scopulorum, Achnanthes brevipes* и др., а также единично известные из верхов позднего сармата *Navicula andrussowii* и разновидности *N. zichyii*. Нередко присутствует пресноводный планктонный род *Aulocoseira*, единичны створки пресноводных бентосных родов *Eunotia, Pinnularia*. Впервые появляется проблематичный род Pliocaenicus(?).

Верхний сармат представлен **зоной Achnantes brevipes – Navicula zichii.**

В составе этой зоны чередуются слои, в которых постоянными доминантами являются бентосные виды *Achnanthes brevipes* с разновидностями, виды родов *Rhopalodia, Entomoneis, Amphora, Amphiprora*. В других - высокую суммарную численность имеют планктонные, вероятнее всего, пресноводно-солоноватоводные виды *Actinocyclus (Cestodiscus?) – A.* aff. *krasskei*, *A.* sp. 1, *A.* sp. 2, многочисленны створки пресноводных видов рода *Aulacoseira*, нередко встречаются представители рода *Pliocaenicus*(?). Морские диатомеи - *Actinoptychus splendens, A. senarius, Coscinodiscus asteromphalus* единичны. Разнообразие видового состава дают бентосные виды, обычные в позднем сармате *Rhopalodia* (*R. gibberula + R. musculus*), *Nitzschia punctata, Surirella striatula*.

Переход от сармата к мэотису, **слои с Thalassiosira grunowii**, прослежен только в разрезе Панагия. Здесь в 20 м пачке серых глин наблюдается переслаивание глин, содержащих солоноватоводные ассоциации с прослоями, содержащими морские нередко монодоминантные ассоциации диатомей. Среди морских видов диатомей в этой пачке были найдены: океанический вид *Thalassiosira grunowii*, *Coscinodiscus asteromphalus,* несколько видов Hyalodiscus, а также морские литоральные виды - *Endyctia oceanica, Paralia sulcata.*

Нижний мэотис характеризует **зона Thalassiosira maeotica,** которая содержат ассоциацию эндемичных паратетических *Thalassiosira,* но включает единично некоторые океанические таксоны *Thalassiosira grunowii, Th. antiqua*, *Nitzschia fossilis.* Эти виды встречены только в нижней части нижнего мэотиса в разрезе Панагия и Попов камень. Верхняя часть нижнего мэотиса представлена эндемичным комплексом диатомей.

Верхний мэотис по диатомеям начинается появлением *Cymatosira savtchenkoi,* вида-индекса **зоны Cymatosira savtchenkoi**, диатомовая ассоциация которой включает редкие океанические виды *Nitzschia miocenica* и *Thalassiosira praeconvexa.*

Выше диатомеи представлены солоноватоводной ассоциацией, в которой преобладают неморские *Actinocyclus* (*Cestodiscus*).

Отложения позднего мэотиса - раннего понта разреза Железный Рог [6] были описаны как Transitional strata. Они включают верхнюю часть **зоны Cymatosira savtchenkoi и слои с Actinocyclus octonarius**.

Верхи зоны **Cymatosira savtchenkoi** содержат *Azpeitia* aff. *komurae, Coscinodiscus perforatus, Podosira lozcii, Actinoptychus undulates, Actinocyclus octonarius*, *Actinocyclus* aff. *paradoxus, Rhyzosolenia bezrukovii*, *Hemiaulus* и включает виды, характерные для тортонских отложений Центрального Паратетиса: *Coscinidiscus jambori, Fragilaria crassa*, *Biddulphia elegantula* [4]. Вышележащие **слои с Actinocyclus octonarius** представляют собой чередование диатомитов с монотаксонной ассоциацией *Actinocyclus octonarius* и глин, вверх по разрезу в них появляются солоноватоводные Stephanodiscus, которые в диатомитах заменяют *Actinocyclus octonarius*. Однако в диатомитах единично встречены и океанические виды, в том числе *Nitzschia miocenica* и *Thalassiosira convexa* – зональные виды тропической шкалы по диатомеям, а также еще несколько важных стратиграфических маркеров позднего миоцена.

На рис. 2 показаны уровни появления океанических диатомовых маркеров в сармате-мэотисе и низах понта и их соотношение с местными и океаническими диатомовыми шкалами. В переходных слоях от среднего к верхнему сармату в ассоциации морских и солоноватоводных паратетических видов были встречены два стратиграфически важных океанических вида *Thalassiosira burckliana* (уровень появлениия - FO -8.9Ma, уровень исчезновения – LO -7.9 Ma) и *Nitzschia fossilis* – (FO-8.9Ma). Это дает основание предполагать на этом рубеже какую-то короткую морскую инвазию. В отложениях верхнего сармата морские виды отсутствуют, однако близ границы сармат – мэотис и в низах мэотиса в разрезах Панагия и Попов камень вновь единично встречены *Thalassiosira burckliana, Th. grunowii* (LO -7.9 Ma), *Th. antiqua* (FO -7.7 Ma), *Nitzschia fossilis*. Здесь мы имеем уже три вида, уровни появления-исчезновения которых близки к 7.9-7.7Ma. В разрезах Попов камень, Панагия и Тамань следы морской инвазии на рубеже нижний - верхний мэотис подчеркиваются присутствием *Nitzschia miocenica* (FO -7.1 Ma) и *convexa* (FO -6.7 Ma). В слоях перехода мэотис-понт встречены стратиграфически важные виды тропической диатомовой схемы *Nitzschia miocenica*, *Nitzschia reinholdii, Thalassiosira convexa aspinosa, Th. miocenica, Th. praeconvexa*. Это позволило скоррелировать эти отложения с доэвапоритовым мессинием Средиземноморья, а также с океаническими зонами Nitzschia miocenica- Thalassiosira convexa (Рис. 2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Н.И. (1903). Геологические исследования на Таманском полуострове Материалы по геологии России, 21. 2. С. 257-383

2. *Barron J., Badlauf J.* (1995). Cenozoic marine diatom biostratigraphy and application to paleoclimatology and paleoceanography. In: Blome C.D.et al. (Eds.). Siliceous Microfossils. Paleontological Society Short Courses in Paleontology. 8. P. 107-118.

3. *Burckle L.* (1972).Late Cenozoic planctonic diatoms zones from the eastern Equatorial Pacific. In: Simonsen R. (Ed.) Symposium on Recent and Fossil Marine Diatom, Nova Hedwigia, 39. P. 217- 256.

4. Hajós M. (1986). Diatomeen des Pannonien in Ungarn In: Chronostratigraphie und Neostratotypen Miosдn M6 .Pannonian. Akademia Kiado . Budapest. P.534-585.

5. Kozyrenko T., Temnishkova-Topalova D. (1990). Correlation of Diatoms from marine sediments within the Boundaries of Eastern Paratethys, Proceedings of the Tenth Int. Diatom Symposium.P. 249-256.

6. Radionova E., Golovina L. (2011). Upper Maeotian-Lower Pontian «Transitional Strata» in the Taman Peninsula: Stratigraphic Position and Paleogeographic Interpretation. Geol. Carpath. 2. P. 62-100.

ДИАТОМЕИ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Смирнова М.А.
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИОРАН), Москва, e-mail: manbka@mail.ru

DIATOMS IN THE UPPER QUATERNARY SEDIMENTS OF THE NORTHWEST PACIFIC

Smirnova M.A.
P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Moscow, e-mail: manbka@mail.ru

Комплексы диатомей изучены в колонке SO201-2-12-KL, отобранной в районе Кроноцкого поднятия на восточном склоне Камчатки в рамках Российско-Германского проекта KALMAR (глубина моря 2170 м, длина разреза 9.05 м). Наличие диатомей хорошей сохранности по всему вскрытому разрезу и их детальное изучение позволило провести стратиграфическое расчленение осадков и высказать некоторые предположения о последовательности палеогеографических изменений в данном районе за время их отложения. Согласно предварительной возрастной модели, основанной на радиоуглеродных АМС-датировках абсолютного возраста, колонка SO201-2-12-KL охватывает последние 20 тысяч лет, что соответствует концу последнего оледенения и голоцену [1].

Для изучения диатомей были приготовлены более 90 препаратов по стандартной методике, принятой в ИОРАН. В каждом препарате подсчитывалось не менее 300-500 створок, и определялась их видовая принадлежность. Суммарно идентифицировано более 40 видов. Используя данные как российских [2], так и зарубежных [3] авторов, установлена экологическая природа основных найденных видов диатомей. В исследованных образцах флора диатомей представлена преимущественно северо-бореальными и аркто-бореальными видами. В незначительном количестве присутствуют южно-бореальные виды. Распределение по разрезу колонки наиболее массовых видов представлены на Рис. 1.

По совокупности всех флористических изменений в данном разрезе можно выделить ряд горизонтов: горизонт IV от низа колонки (905 см) до 659 см, III – от 659 до 500 см, II – от500 до 396 см, горизонт I от 396 см до верха колонки (7.5 см). Соотношение северо-бореальных, аркто-бореальных и южно-бореальных видов позволяет высказать предположение о том, что IV горизонт соответствует похолоданию конца последнего оледенения (поздний валдай/висла/висконсин), горизонт III – потеплению во время межстадиала бёллинг/аллерёд, горизонт II – последнему сильному похолоданию конца плейстоцена во время стадиала поздний дриас, самый верхний горизонт I соответствует голоцену.

Флора диатомей в горизонте IV характеризуется низкими значениями общей численности диатомей и наличием в небольшом количестве ледовых видов. Это указывает на достаточно суровые условия во время отложение осадков данного слоя. Одновременно здесь наблюдается увеличение таких видов как *Thalassiosira trifulta* (до 80%), *Actinocyclus curvatulus* и *Acninocyclus ochotensis*. По данным Санцетты [4], исследовавшей комплексы диатомей в осадках всей северо-западной части Тихого океана, подобное соотношение видов отражает формирование четкой вертикальной стратификации вод (дихотермальной структуры). К. Санцетта предположила, что развитие дихотермальной структуры воды в этом регионе происходило во время максимума последнего оледенения.

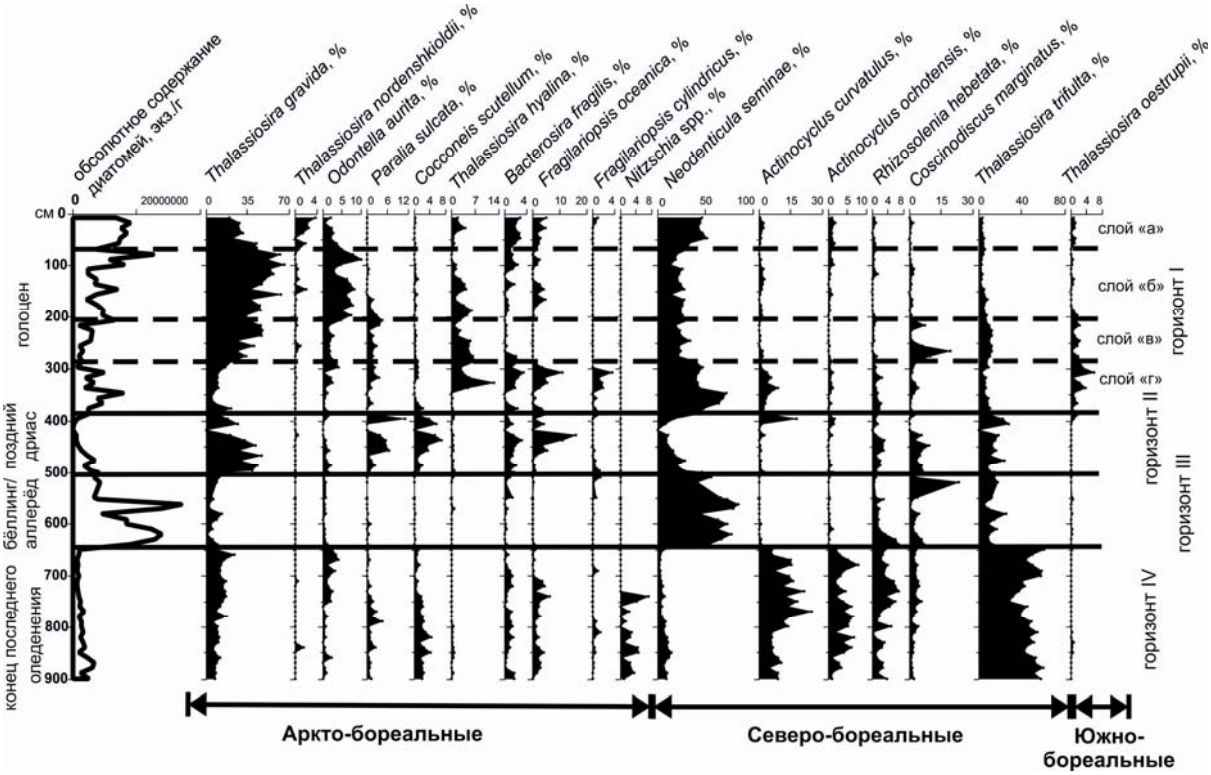


Рисунок. Распределение диатомей в колонке SO201-2-12-KL.

Для времени накопления отложений горизонта III можно предполагать существование довольно теплых условий. На это указывают высокие значения общей численности диатомей, а также высокое процентное содержание (до 90%) северо-бореального вида *Neodenticula seminae,* типичного для открытых частей Северной Пацифики. Все это позволяет предположить, что данный интервал соответствует первому этапу значительного потепления – бёллинг/аллерёд – в ходе последней терминации.

В горизонте II наблюдаются существенные изменения в составе микрофлоры. Резко сокращается общая численность диатомей, доминирующей становится группа аркто-бореальных видов (преимущественно *Thalassiosira gravida* и *Thalassiosira antarctica*), отмечено заметное увеличените роли ледовых диатомей *Fragilariopsis oceanica* и *Fragilariopsis cylindrus*, а также сублиторальных видов *Paralia sulcata* и *Cocconeis scutellum.* Во время отложения осадков данного горизонта, по-видимому, существовали относительно холодноводные неритические условия. Вероятно, что данный интервал соответствует похолоданию позднего дриаса.

Самый верхний горизонт I характеризуется относительно высоким и равномерным количественным содержанием диатомей. Вместе с тем, флористические различия в комплексах меняются достаточно контрастно, что позволяет выделить 4 слоя, отвечающих различным местным палеогеографическим ситуациям внутри голоцена.

Слой «г» в горизонте I (396-296 см) характеризуется относительно высоким общим содержанием диатомей с явным преобладанием океанического вида *Neodenticula seminae* и заметным участием океанического вида *Actinocyclus curvatulus*. Здесь встречен также южно-бореальный вид *Thalassiosira oestripii* (до 6%). Все это свидетельствует о существование в период образования слоя «г» относительно тепловодных условий. Вместе с тем, обращает на себя внимание заметное участие в

формировании комплекса диатомей видов *Fragilariopsis oceanica* и *Fragilariopsis cylindrus*, обитающих вблизи кромки льдов. По-видимому, подобное сочетание видов отражает развитие контрастных сезонных условий: теплого лета и суровой зимы.

Слой «в» горизонта I (296-210 см) характеризуется относительным понижением общей численности диатомей, некоторым увеличением процентного содержания аркто-бореального неритического вида *Thalassiosira gravida* и ростом концентрации океанического холодноводного вида *Coscinodiscus marginatus,* что, вероятно, отражает некоторое похолодание в приповерхностном слое воды.

Слой «б» (210-70 см) характеризуется преобладанием (до 70%) аркто-бореального неритического вида *Thalassiosira gravida* и наличием (до 10%) сублиторального вида *Odontella aurita*. По-видимому, условия формирования данного слоя отразили сильное влияние холодных прибрежных водных масс.

Слой «а» (70-7.5см) горизонта I характеризуется наиболее стабильным высоким для всего голоцена количественным содержанием диатомей, что отражает относительно высокую продуктивность воды. Формирование комплекса диатомей с высокими процентными значениями видов *Thalassiosira gravida* (до 30%) и *Neodenticula seminae* (до 55%), вероятно, происходило в обстановке переменного (сезонного ?) или одновременного притока водных масс из прибрежных районов и открытого океана.

Таким образом, разрез, вскрытый колонкой SO201-2-12-KL, сформировался за период времени, в котором четко выделяются два холодных интервала (конец последнего плейстоценового оледенения и поздний дриас) и два теплых интервала (бёллинг/аллерёд и голоцен). Ископаемые диатомеи свидетельствуют о том, что в данном регионе конец последнего оледенения был менее холодным, чем поздний дриас, а бёллинг/аллерёд был более теплым, чем голоцен.

Работа выполнена при частичном финансировании по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 21.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R., et al.* (2012). Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // Paleoceanography – submitted.

2. *Жузе А.П.* (1962). Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР. 259 с.

3. *Sancetta C.* (1982). Distribution of diatom species in surface sediments of the Bering and Okhotsk seas // Micropaleontology. V. 28. No. 3. P. 221-257.

4. *Sancetta C.* (1985). Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // Marine Geology. V. 62. P. 55-68.

СТОМАТОЦИСТЫ ХРИЗОФИТОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ ПРИ СМЕШЕНИИ ПРЕСНЫХ И СОЛЕНЫХ ВОД

Фирсова А.Д., Томберг И.В.
Лимнологический институт Сибирского Отделения Российской Академии Наук Иркутск, (ЛИН СО РАН), e-mail: firsova@lin.irk.ru

CHRYSOPHYCEAN STOMATOCYSTS AT MIXTURE OF FRESH AND SALTY WATERS

Firsova A.D., Tomberg I.V.
Limnological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, (LIN SB RAS), e-mail: firsova@lin.irk.ru

Хризофитовые (золотистые) водоросли являются типичными пресноводными обитателями, немногие виды найдены в морских водах. Предпочитая холодные, чистые водоемы, могут являться индикаторами трофности воды.

В ходе Арктической экспедиции «Енисей-2009» отобраны пробы воды и поверхностных осадков в различных участках р. Енисей, Енисейском заливе и Карском море.

Исследовано разнообразие морфотипов цист золотистых водорослей реки Енисей, в зоне смешения морских и речных вод. Минерализация в зоне смешения варьировала от 1975,4 до 25107,2.

Показано, что состав морфотипов цист меняется в зависимости от минерализации. Более пресные воды отличаются большим разнообразием морфотипов.

Так на станции в районе Сопкарги (разрез Сопкарга-м. Нарзой) при минерализации 396,3 было обнаружено 12 широко распространенных морфотипов. На переходе Енисейского залива в море, где сумма ионов составляла 12440,8 мг/л (станция 22, о. Олений - о. Сибирякова) в поверхностном осадке присутствовало 9 пресноводных морфотипов цист, среди которых преобладали неорнаментированные, а также в минимальном количестве стоматоцисты, относящиеся к видам *Spinipheromonas trioralis* (Takahashi) Preisig et Hibberd.

Проведенные исследования показали, что состав морфотипов цист меняется при переходе из пресных речных вод в морские.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН 20, подпрограммы «Комплексные исследования Арктического шельфа», проект 20.7.

ИЗМЕНЕНИЯ МОРФОЛОГИИ СТВОРОК *CYCLOTELLA OCELLATA*-КОМПЛЕКСА В ОСАДКАХ ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ЧУКОТКА)

Черепанова М.В.
Биолого-почвенный институт (БПИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: cherepanova@ibss.dvo.ru

MORPHOLOGICAL VARIABILITY OF CYCLOTELLA OCELLATA-COMPLEX IN THE SEDIMENTS OF LAKE EL'GYGYTGYN (CHUKOTKA)

Cherepanova A.B.
[1]Institute of Biology and Soil Science (IBSS FEB RAS), Vladivostok, e-mail: cherepanova@ibss.dvo.ru

Диатомовые водоросли широко используются в качестве индикаторов состояния водоемов и опосредованно условий окружающей среды, как в настоящем, так и в прошлом. Во внимание принимается не только экологическая структура современных сообществ или тафоценозов диатомей, численность створок, но и морфологические особенности фенотипов, являющиеся реакцией того или иного таксона на изменения условий обитания. Но при этом необходимо учитывать, что существующие проблемы таксономии и, как следствие, экологии и биогеографии отдельных таксонов могут приводить к неточностям палеогеографических реконструкций. Особенно, если восстановление условий среды проводится на основе изучения флоры водоемов малодоступных для исследований. К таковым относится и арктический регион. В целом, сведения о диатомовых водорослях из водоемов российской Арктики довольно скудны [1, 18]. С этих позиций диатомовая флора оз. Эльгыгытгын не обделена вниманием. Диатомеи изучались и в осадках озера [9, 7, 11], и в современных сообществах [10, 13]. Опубликован ряд работ, посвященных описанию новых видов и морфологической изменчивости отдельных таксонов из планктонных и бентосных сообществ озера [2, 3].

Материалом для настоящего исследования послужили колонки PG-1351 и Lz 1024, отобранные в оз. Эльгыгытгын. Накопление изученной толщи по данным абсолютного датирования (инфрокрасно-люминисцентный IRSL и радиоуглеродный AMS ^{14}C методы) происходило в течение последних 340 тыс. лет [17, 19]. Пробы на анализ отбирались из отложений с наиболее высоким содержанием створок диатомей, формировавшихся в наиболее "теплые" эпохи плейстоцена и голоцене. Техническая обработка образцов проводилась по стандартной методике [6]. Изучение створок в сканирующем электронном микроскопе осуществлялось в ЦКП БПИ ДВО РАН.

Озеро Эльгыгытгын расположено в 100 км севернее полярного круга (67є30' с.ш., 172є05' в.д., абсолютная высота - 492,4 м над уровнем моря) на северо-западе Чукотки. Котловина озера образовалась 3,6 млн. лет т.н. и, возможно, имеет метеоритное происхождение [5]. Геоморфологические исследования в окрестностях озера показали отсутствие следов четвертичного оледенения [4]. Это позволяет считать оз. Эльгыгытгын древнейшим из известных озер Арктики. Озерная чаша имеет диаметр 11, 5 км, максимальная глубина озера 175 м. Температура вблизи центра озера в августе 2000 г. составляла 3,08єС, а на мелководье - до 4-5єС. Воды озера ультраолиготрофные, отличаются низкой удельной проводимостью и концентрацией ионов. [8]. Современные планктонные сообщества диатомей оз. Эльгыгытгын являются монодоминантными. С высокими оценками обилиями (от 96,5 до 100%) в них встречена *Cyclotella ocellata* Pantocsek [13], и в осадках участие представителей *Cyclotella ocellata*-комплекс достигает 99,4% [11].

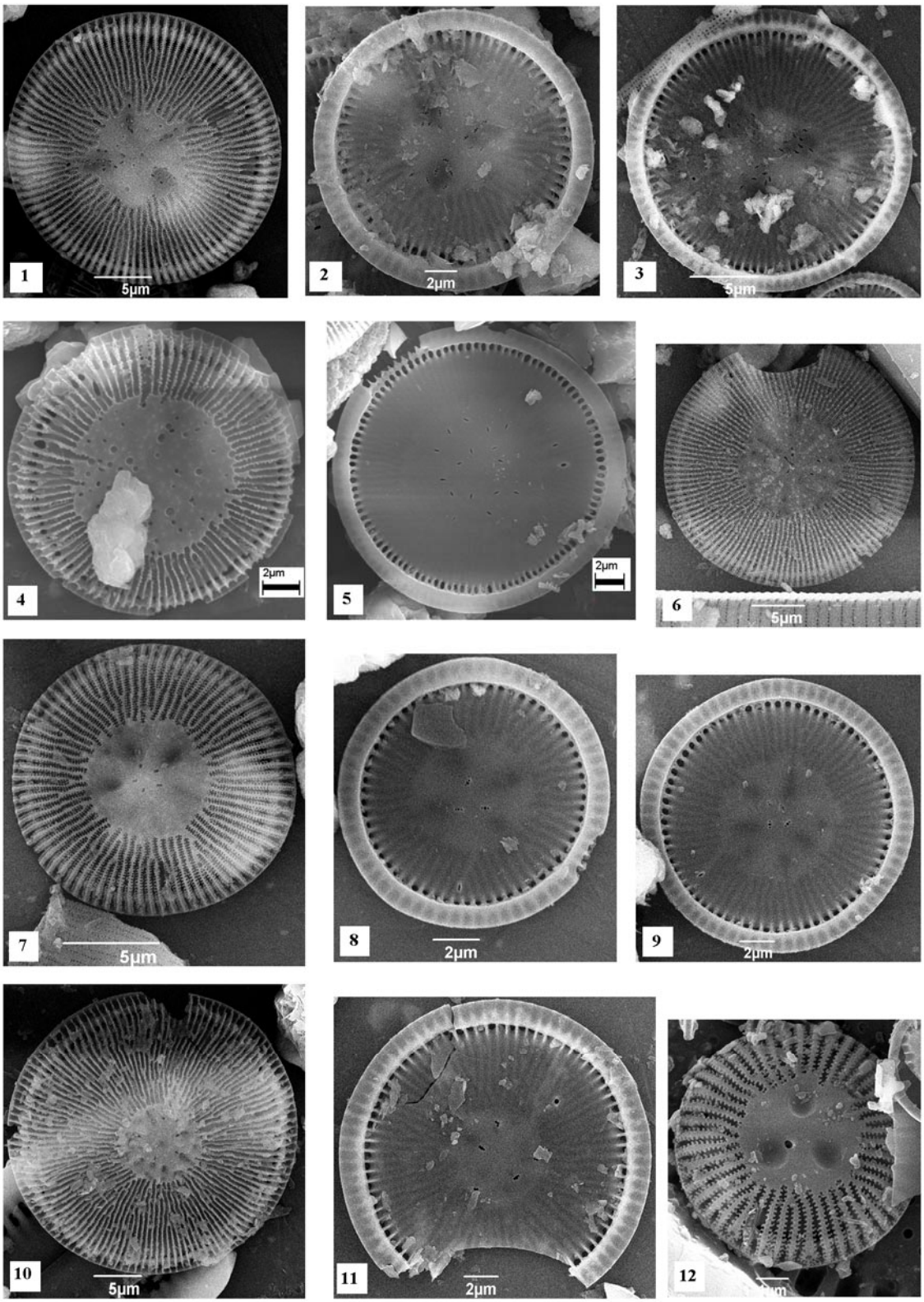
Целью настоящего исследования было изучение морфологической вариабельности створок *Cyclotella ocellata*-комплекс, доминирующего практически по всему разрезу, во времени, в процессе формирования популяции данного таксона.

Несмотря на то, что строение створки *Cyclotella ocellata* изучено достаточно хорошо, этот таксон остается спорным. Некоторые исследователи считают, что виды рода *Cyclotella* имеют четкие критерии для их выделения [15], другие приходят к необходимости рассматривать этот таксон, как некую комбинацию морфологически разнообразных близкородственных видов [16, 14].

В результате изучения морфологических особенностей створок *Cyclotella ocellata*-комплекс в осадках оз. Эльгыгытгын выявлена значительная их морфологическая изменчивость. В ископаемом материале встречены створки морфотипов *ocellata, kuetzingiana, tripartita, arctica*. Причем установлена приуроченность определенных морфотипов к конкретным временным срезам. Так, в осадках морской изотопной стадии (МИС) 9 доминирует морфотип *ocellata* с центральными выростами с опорами, сосредоточенными в лакунах (фототаблица, фиг. 1-3). В осадках МИС 7 преобладает морфотип *kuetzingiana* (фототаблица, фиг. 4, 5) с крупными до 31 мкм створками, который является надежным индикатором этого возраста осадков. Причем морфологическое разнообразие *Cyclotella ocellata*-комплекс в этом возрастном интервале самое низкое по разрезу, что может свидетельствовать о стабильных условиях развития диатомей и коротком вегетационном периоде. В осадках, соответствующих «теплой» МИС 5.5, встречена *Cyclotella* aff. *cyclopuncta* (до 10,1%). В целом для отложений этого возраста отмечается тенденция к увеличению диаметра створок и морфологического разнообразия *Cyclotella ocellata*-комплекса (встречено 4 морфотипа), а также характерны относительно высокие концентрации створок и видовое богатство диатомей [12].

В изученных колонках установлены вариации диаметра створок (2,6-35, 5 мкм), числа штрихов в 10 мкм – 14-30, количества лакун (орбикулярных депрессий) от 3 до 5, центральных выростов с опорами (1-15), их расположения на створке, удаленности от края створки двугубого выроста (0,2-1 мкм). Анализ изменения диаметра створок *Cyclotella ocellata*-комплекса выявил тенденцию сокращения количества форм с крупными створками и уменьшение диаметр вверх по разрезу от стадии МИС 5 к МИС 1. Установленная тенденция, скорее всего, связана с изменениями экологических параметров водоема, обусловленными колебаниями палеоклимата. Более низкие температуры и количество атмосферных осадков после валькатленского (казанцевского) межледниковья препятствовали поступлению большого количества питательных веществ в озеро. Элиминации крупностворчатых форм могла способствовать и относительная изолированность водоема.

Корреляция данных по результатам изучения изменения морфологии створок с климатическими событиями плейстоцена и голоцена позволяет говорить о синхронной реакции популяции на осцилляции температуры, которая выражалась, прежде всего, в изменении разнообразия морфотипов и диаметра створок. Как правило, в осадках "теплых" эпох встречаются створки практически всех размерных групп, причем крупных створок относительно много, тогда как в отложениях более "холодных" периодов число и разнообразие групп сокращается, и отмечается явное доминирование створок с небольшим диаметром. Проведенные исследования показали, что изменения морфологии створок могут использоваться как дополнительный критерий для палеогеографической интерпретации, а также определения возраста отложений в конкретном водоеме.



Фототаблица. *Морфологическое разнообразие Cyclotella ocellata-комплекс в осадках оз. Эльгыгытгын.*

Фиг. 1-3 – створки морфотипа ocellata с центральными выростами с опорами, сосредоточенными в лакунах; фиг. 4-6 – створки морфотипа kuetzingiana; фиг. 7-12 – различные створки морфотипа ocellata. Фиг. 1, 4, 6, 7, 10, 12 - внешняя поверхность створок; фиг. 2, 3, 5, 8, 9, 11 - внутренняя поверхность створок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Генкал С.И., Вехов Н.В.* (2007). Диатомовые водоросли водоемов Русской Арктики: архипелаг Новая Земля и остров Вайгач. М.: Наука. 64 с.

2. *Генкал С.И., Харитонов В.Г.* (1996). *Cyclotella arctica* (Bacillariophyta) новый вид из оз. Эльгыгытгын (Чукотский полуостров) // Бот. журн. Т. 81. №10. С. 69-73.

3. *Генкал С.И., Харитонов В.Г.* (2005).О морфологической изменчивости *Cyclotella arctica* (Bacillariophyta) // Бот. журн. Т. 90. №1. С. 19-22.

4. *Глушкова О.Ю.* (1993). Геоморфология и история развития рельефа района озера Эльгыгытгын // Природа впадины озера Эльгыгытгын (проблемы изучения и охраны). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 26-48.

5. *Гуров Е.П., Гурова Е.П.* (1982). Метеоритный кратер Эльгыгытгын на Чукотке как пример молодого морфологически выраженного кратера // Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров. Киев: Наукова Думка. С. 125-135.

6. *Диатомовые водоросли* СССР (ископаемые и современные). Л.,1974. Т.1. 403с.

7. *Жузе А.П., Сечкина Т.В.* (1960). Диатомовые водоросли в донных отложениях озера Эльгыгытгын (Анадырское плоскогорье) // Тр. лаб. озероведениея АН СССР. Т.10. С. 55-62.

8. *Минюк П.С., Новачек Н., Глушкова О.Ю. и др.* (2003). Палеоклиматические данные озера Эльгыгытгын, Северо-Восток России (комплексные исследования) // Процессы постседиментационного намагничивания и характерные изменения магнитного поля и Климата Земли в прошлом. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 91-135

9. *Сечкина Т.В.* (1956). Новые диатомовые из грунтов оз. Эльгыгытгын Анадырского района // Ботан. матер. отд. спор. раст. Ботан. ин-та АН СССР. Т.2. С. 42-49.

10. *Харитонов В.Г.* (1980). Диатомовые водоросли озера Эльгыгытгын (Анадырский р-н) // Бот. журн. Т. 65. №11. С. 1622-1628.

11. *Cherepanova M.V., Snyder J.A., Brigham-Grette J.* (2007). Diatom stratigraphy of the last 250 ka at Lake El'gygytgyn, northeast Siberia // J. Paleolimnology. V.37. P. 155-162.

12. *Cherepanova M. V., Usol'tseva M. V., Pushkar V. S., et al.* (2010). Morphogenesis in *Cyclotella ocellata* – Complex from Lake El'gygytgyn (Chukchi Peninsula) during the Pleistocene–Holocene // Paleontological Journal. Vol. 44, No. 10, pp. 1252–1261.

13. *Cremer H., Wagner B.* (2003). The diatom flora in the ultra-oligotrophic Lake El'gygytgyn, Chukotka // Polar. Biol. V. 26. N2. P. 105-114.

14. *Genkal S.I., Popovskaya G.I.* (2008). Morphological variability of *Cyclotella ocellata* from Lake Khubsugul (Monholia) // Diatom Research. V. 23. N1. P. 75-91.

15. *Hekansson H.A.* (2002). A compilation and evaluation o species in the general *Stephanodiscus, Cyclostephanos* and *Cyclotella* with a new genus in the family Stephanodiscaceae // Diatom research. V.17. P. 1-139.

16. *Hegewald E., Hindakova A.* (1997). Variability of a natural population and clones of the *Cyclotella ocellata*-complex (Bacillariophyceae) from the Gallberg-pond, NW-Germany // Arch. Hydrobiol./Algolog. Stud. V. 86. P. 17-37.

17. *Juschus O., Preusser F., Melles M., et al.* (2007). Applying SAR-IRSL methodology for dating fine-grained sediments from Lake El'gygytgyn, north-eastern Siberia // Quaternary Geochronology. V. 2. P. 187–194.

18. *Michelutti N., Laing T.E., Smol J.P.* (2001). Diatom assessment of past environmental changes in lakes located near the Noril'sk (Siberia) smelters // Water, Air and Soil Pollution. V. 125. P. 231-241.

19. *Nowaczyk N.R., Melles M., Minyuk P.* (2007). A revised age model for core PG1351 from Lake El'gygytgyn, Chukotka, based on magnetic susceptibility variations tuned to northern hemisphere insolation variations // J. Paleolimnology. V.37. P. 65-76.

ДИАТОМОВЫЕ И ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАЛЫХ ОЗЕР ПРИБЕЛОМОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ)

Шелехова Т.С.[1], Лаврова Н.Б.[1], Колька В.В.[2], Корсакова О.П.[2]
[1]Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, e-mail: lavrova@krc.karelia.ru
[2]Геологический институт КНЦРАН, Апатиты, e-mail: kolka@geoksc.apatity.ru; korsak@geoksc.apatity.ru

DIATOMACEOUS AND PALYNCOMPLEXES OF HOLOCENE DEPOSITS IN THE SMALL LAKES OF THE PRIBELOMORIAN LOWLAND, REPUBLIC OF KARELIA

Shelekhova T.S., Lavrova N.B.[1] , Kolka V.V.[2], Korsakova O.P.[2]
[1] Institute of Geology KarelianRC RAS, Petrozavodsk, e-mail: lavrova@krc.karelia.ru
[2]Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity, e-mail: kolka@geoksc.apatity.ru; korsak@geoksc.apatity.ru

Сопоставление границ палинозон и этапов развития диатомовых комплексов при изучении озерно-морских отложений показало, что они практически совпадают. В настоящей работе представлены результаты, полученные при детальном изучении керна донных отложений безымянного озера (N 65°47г26; E 034° 12г49) с абсолютной отметкой уреза воды 57,3 м н.у.м., расположенного в районе п. Энгозеро. В котловине данного озера были вскрыты осадки,мощностью 3 метра по литологическим признакам разделенные на следующие фации (снизу вверх): морские пески и алевриты (гл.7,50-7,08 м); переходный интервал с переслаиванием алеврита и органического материала (гл.7,08–7,03 м); и озерную гиттию (гл. 7,03-4,50 м); что с некоторыми корректировками было подтверждено данными диатомового анализа. По составу диатомовых комплексов в разрезе Энгозеро выделяется семь этапов развития диатомовой флоры, которые подразделяются на фазы, соответствующие определенным палеоклиматическим и фациальным условиям [2]. По данным палинологического анализа отложений были выделены локальные пыльцевые зоны (ПЗ), включающие субпалинозоны. Эти палиностратиграфические подразделения отражают изменения растительности, связанные как со значительными климатическими событиями, так и с локальными изменениями условий ее произрастания.

Пребореальный период (10000 - 9200 л.н.). Спорово-пыльцевые спектры (СПС) этого времени характеризуют отложения в интервале глубин 7,5-7,13 м, а диатомовые комплексы - 1 этап развития водоема с двумя фазами.

Палинозона I разделяется на 2 субпалинозоны [1]. Для СПС субпалинозоны I а характерно направленное нарастание пыльцы древесных пород вверх по разрезу. В данной палинозоне роль пыльцы *Betula* sect. *Alba*e (*Betula pubescens, B. czerepanovii*) возрастает до 58%, а доля пыльцы некоторых кустарничков и трав снижается: *Betula nana* (от 20 до 4%), Ericales (от 15 до 8%*)*, *Artemisi*a (от 7 до 2%), *Chenopodiaceae.* Примечательно, что здесь встречена пыльца типичных представителей перигляциальной флоры: *Hippophae rhamnoides* и *Ephedra*. Доминантами среди споровых являются Polypodiaceae*, Equisetum* и Bryales. Определена пыльца макрофитов, но находки ее единичы *(Sparganium, Myriophyllum)*. Пыльца макрофитов, зафиксированная в морских осадках, несомненно, принесена текучими водами из пресных водоемов. Концентрация пыльцы весьма низкая.

Во второй субпалинозоне (ПЗ I б, гл.7.13-6.97 м) увеличение пыльцы древесных нарушается и затушевывается резким подъемом кривой пыльцы Poaceae и Cyperaceae, что отражает локальные изменения в прибрежной зоне моря. Таким образом, палинозона характеризуется доминированием пыльцы Poaceae (42%), причем, ее пику предшествует некоторое возрастание пыльцы Cyperaceae (до 10%). Продолжается

падение количества пыльцы *Artemisia,* Chenopodiaceae, встречающейся уже не во всех образцах, а также *Betula nana* и Ericales (до 1%). В спорово-пыльцевых спектрах палинозоны отмечена пыльца разнотравья: Asteraceae, Apiaceae, Brassicaceae, Cichoriaceae, Lamiaceae, Plantaginaceae, Polemoniaceae, Polygonaceae, *Rumex, Thalictrum,* Rosaceae*,* пыльца прибрежно-водных - *Sparganium, Myriophyllum*. Весьма значительная доля спор Polypodiaceae уменьшается. Такая же тенденция отмечается в отношении *Bryales, Equisetum*. Зафиксированы споры *Diphasiastrum complanatum, Lycopodium pungens.* Пики пыльцы Poaceae и Cyperaceae, продуцируемой облигатными и факультативными галофитами, по нашему мнению, обусловлены регрессией моря и увеличением площадей мелководий, на которых быстро распространились осоковые и злаковые прибрежные сообщества, произраставшие на разных уровнях маршей. Таким образом, в спорово-пыльцевых спектрах палинозоны нашли отражение первые этапы образования озер на территории, освобождающейся от моря.

I этап (7,50-7,10 м) включает две фазы развития диатомовой флоры. Первая характеризует осадки морской фации: в нижней части разреза, на гл. 7,50 - 7.25 м, обнаружены солоноватоводные виды диатомей, в основном мезогалобы и галофилы составляющие более 90% от общего состава флоры с единичным присутствием пресноводных форм. Среди солоноватоводных выделяются: *Opephora marina – 24%,* виды рода *Mastogloia: M. grevilei, M. smithi lacustris, M. elliptica, M. pumilla -13.2, виды рода Thalassiosira sp.*- 10%*, Diploneis sp.* - 6.4, небольшое количество *Navicula ammophila, N. palpebralis, N. bottnica* - 3,2%. Галофилы представлены *Epithemia sorex, Navicula rhyncocephala, N. hungarica, Nitzschia sp., Rhopalodia gibba vantricosa, Rhoicosphaenia curvata.* Пресноводные единичны, и среди них можно отметить *Amphora ovalis.* Содержание морских видов возрастает до 98%, а особенно резко - солоноватоводных *Mastogloia smithi, M. smithi var. lacustris* (54% от общего состава флоры) с гл.7.30 м. Их содоминантами продолжают оставаться мезогалобы и галофилы *Pleurosygma elongatum, Nitzschia sp., Rhopalodia gibba.*

В осадках второй фазы (7,08-7,03 м) диатомовый комплекс также представлен мезогалобами и галофилами, но их доля заметно снижается с 90 до 65-20%. Мезогалобы составляют 5-40% от общего состава видов, содержание галофилов колеблется от 10 до 40%. Снижается число мезогалобов и возрастает роль галофилов, указывая на опреснение водоема. В видовом отношении выявлено по 29 мезогалобов и галофилов. Основные доминанты переходной зоны- мезогалобы: *Diploneis smithi, Diploneis smithi pumilla , Mastogloia elliptica, Mastogloia smithi,* галофилы: *Cocconeis placentula, Cyclotella meneghingiana, Epithemia sorex, Navicula rhyncocephala, Navicula cryptocephala, Navicula pupula, Navicula radiosa.* Таким образом, морская фация осадков постепенно сменяется пресноводной. Возраст отложений подтверждаются радиоуглеродной датой 9390±90 л.н. (C^{14}).

Бореальный период (9200-8000 л.н.). Отложения данного времени характеризуют спорово-пыльцевых спектры ПЗ II (гл.6.97-6.51 м) и диатомовые комплексы 3 этапа развития водоема. СПС рассматриваемой палинозоны свойственно дальнейшее нарастание кривой пыльцы древесных, но главным образом, уже за счет пыльцы *Pinus*, которая достигает максимального значения 59%, количество пыльцы *Betula* sect. *Albae* изменяется в пределах 30-40%. Примечательно появление непрерывной кривой пыльцы *Alnus incana* (1-2%) и кривой *Ulmus* (доли процента). Значения *Betula nana*, Ericales, *Artemisia*, Chenopodiaceae не превышает 1-2 %, доля Poaceae снижается с 10 до 3%, Cyperaceae - 1-2%. Состав разнотравья остается практически неизменным в этой и в последующих палинозонах. Появляется пыльца *Myriophyllum*, *Sparganium*, *Nyphar*. Среди споровых лидирует *Polypodiaceae* (1-2%), несколько увеличивается доля Lycopodiaceae. Не только улучшение климатических

условий, но и регрессия Белого моря, вызвавшее снижение уровня грунтовых вод, способствовало активному распространению сосны.

В составе диатомового комплекса III этапа (гл. 6.80–6.50 м) участвуют планктонные, обрастатели и донные, среди которых выделяются: *Aulacoseira, Fragilaria, Tetracyclus, Cymbella, Cyclotella, Navicula, Pinnularia, Tabellaria.* Наиболее заметные изменения происходят в количественном соотношении видов обрастателей родов *Fragilaria u Tetracyclus.* Количество *Fragilaria* вначале этапа составляет около 40% от общего состава флоры, а к концу его снижается до 10%. Колебания *Tetracyclus* носят синусоидальный характер, повышаясь до 32% в середине этапа, снижаясь затем до 6%. Изменения видового состава определяется некоторым направленным снижением уровня водоема к концу этапа. Возрастание роли видов родов *Eunotia, Frustulia, Pinnularia* может свидетельствовать о зарастании прибрежных участков озера болотной растительностью. и заболачивании берегов. Следует отметить наличие в это время видов крупных форм донных рода *Stauroneis phoenisenteron, Surirella biseriata,* эпифитов *Cymbella aspera.* Таким образом, и спорово-пыльцевые спектры и диатомовые комплексы отражают условия развития водоема и окружающей территории в бореальное время.

Атлантический период (8000-4600 л.н.) выделяется по особенностям СПС палинозоны III в интервале глубин 6,51-5,14 м и диатомовых комплексов IV и V этапов (гл.6,50-5,10 м). Данные микропалеонтологических анализов подтверждаются радиоуглеродной датой 6930±90 (C^{14}), полученной с гл. 5,45-5,50 м. СПС характеризуются постоянным присутствием пыльцы широколиственных пород (*Quercus, Tilia, Ulmus*), *Corylus, Alnu*s (как *A.incana,* так и *A.glutinos*a). Обогащение спорово-пыльцевых комплексов пыльцой, продуцируемой термофильными видами, было возможно в условиях достаточно теплого и влажного климата. Отметим, что происходившие в это время климатические колебания и изменения среди компонентов растительного покрова фиксируются изменениями в спектрах, позволяют выделить четыре субпалинозоны.

Диатомовый комплекс IV этапа (гл.6,50-6,10 м) характеризуется повышением доли планктонных видов рода *Aulacoseira (Aulacoseira distans, A.italica)* с 4 до 28%, снижением *Cyclotella* – с 16 до 10%, резким возрастанием участия видов-обрастателей рода *Fragilaria* с 10 до 62% в середине этапа, и таким же резким падением их количества до 4% в конце его. Кроме этого в это время повышается содержание видов рода *Tetracyclus,* исчезнувших на предыдущем этапе, а также донных рода Stauroneis. На протяжении всего этапа стабильно лишь присутствие видов родов *Navicula* и *Pinnularia (*8 и 14 % соответственно). Данные указывают на повышение уровня водоема, потепление и увлажнение климата. Диатомовый комплекс V этапа (6,10-5,10 м), состоящий из возросшего участия доли обрастателей *Tabellaria, Eunotia, Tetracyclus, Frustulia, Pinnularia* свидетельствует о зарастании и заболачивании мелководий, характерном для конца атлантического времени.

Суббореальный период (4600-2500 л.н.). Отложения этого времени выделены в пределах гл.5,14-4,73 м по ПЗ IV, в которой отмечены следующие особенности: уменьшение доли пыльцы древесных термофильных пород и *Corylus*, а также количества пыльцы *Alnus* (это происходит за счет выпадения из спектров пыльцы *Alnus glutinosa*), спор Polypodiaceae. Возрастает доля *Pinus*, Ericales*, Betula nana*, Cyperaceae. По всей вероятности, формирование спектров происходило в суббореальное время. По результатам диатомового анализа в выделенном VI этапе (гл. 5,10-4,60 м) основу комплекса составляют ацидофилы *Frustulia,* донные болотных экосистем – *Pinnularia u Eunotia, Tetracyclus, Fragilaria, Cymbella, Achnanthes,* единичны *Stauroneis, Surirella, Rhopalodia.* Доля планктонных *Aulacoseira* колеблется от 8 до 16%. Присутствуют

Anomoeoneis, Gomphonema. Все это свидетельствует о признаках похолодания и некоторой ксерофитизации климата, характерных для суббореального времени.

Субатлантический период (2500 л.н.- настоящее время). Отложения данного периода представлены темно-коричневой неслоистой гиттией, без примеси минеральных частиц, очень однородной и слабоуплотненной. Они выделены по особенностям **с**порово-пыльцевых спектров ПЗ V и диатомовому комплексу VII этапа (гл. 4,60- 4,40м). СПС ПЗ V не имеют существенных отличий от СПС предыдущей палинозоны, за исключением увеличения количества пыльцы березы и ольхи. Трудно говорить о дальнейших тенденциях кривых пыльцы этих пород, как впрочем и других таксонов, так как пробы с глубины выше 4,50 м слабо уплотнены, зачастую разжижены, вследствие чего часть ее теряется при подъеме керна. Отметим, что концентрация пыльцы, то есть количество пыльцевых зерен на один квадратный сантиметр в этой зоне заметно снизилась, что на наш взгляд также связано с малой плотностью отложений. Диатомовый комплекс этого периода отличается резким возрастанием доли видов рода *Fragilaria,* составляющими около 67% от общего состава флоры, некотором повышении уровня водоема, на что указывает и появление до 10% видов *Cyclotella,* эпифитов *Cymbella, Eunotia,* донных *Amphora, Navicula, Pinnularia* - около 2%, что свидетельствует о изменении климата в сторону увлажнения.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что фазы и этапы развития диатомовой флоры практически соответствуют этапам развития растительности, что позволяет говорить о единой природе этих изменений, обусловленной климатом и трансгрессивно-регрессивной деятельностью моря. Совершенно очевидно, что некоторое различие в границах палинозон и этапов развития диатомовых комплексов обусловлено разной реакцией растений и диатомей на изменение определенных факторов природной среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаврова Н.Б., Колька В.В., Корсакова О.П. Палиноспектры донных отложений озер как индикаторы береговой линии Белого моря (северная Карелия). Геология морей и океанов .// Материалы XVIII Международной научной конференции по морской геологии."Геология морей и океанов". Т.I. Москва., 2009. С. 204-209.

2. Шелехова Т.С., Колька В.В., Корсакова О.П. Диатомовая флора голоценовых отложений малых озер Карельского берега Белого моря // Материалы XШ Российской палинологической конференции "Проблемы современной палинологии". Т.I. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН , 2011. С.275-277.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ГОЛОЦЕНОВОЙ ЛАГУНЕ ЗАЛИВА ВОСТОК (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Элбакидзе Е.А.
Дальневосточный Геологический Институт Российской Академии Наук (ДВГИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: Ekato21@mail.ru

PALEOGIOGRAPHIC INVIROMENT OF THE HOLOCENE EAST GULF LAGOON SEDIMENTATION (JAPAN SEA)

Elbakidze E.A.
Far East Geological Institute of the Russian Academy of Sciences (FEGI RAS), Vladivostok, e-mail: Ekato21@mail.ru

Мощная миоценовая (фландарская) трансгрессия Мирового океана привела к возникновению в юго-восточном Приморье типичного риасового берега. Изучение разрезов морского голоцена в вершинах бухт показало тесную связь ингрессионных заливов с переуглубленными предголоценовыми речными долинами, прошедшими эволюцию: аллювиальная равнина – открытый залив – полузакрытая лагуна – озеро-лагуна – низинное болото [5]. Подобная ландшафтно – фациальная смена изучена нами на примере долины реки Козина в заливе Восток. Соответственно здесь в геологическом разрезе выделены литолого – фациальные комплексы отложений (снизу – вверх).

1. Аллювиальные валунно-галечниковые отложения мощностью до 5 м., залегающие с размывом на коре выветривания (Q_I– Q_{II}).
2. Аллювиально – лагунные песчано-алевритовые осадки с прослоями гумусированных суглинков мощностью до 6 м. (Q_{III}).
3. Лагунные алевриты с прослоями макрофауны в основании и линзами водорослевого торфа в кровле разреза мощностью до 6 м. (Q^2_{IV}).
4. Аллювиально-лагунные песчано-алевритовые отложения с прослоями пойменных суглинков, лугово-болотных почв и торфа мощностью 1-2 м. (Q^3_{IV}).

Такой тип геологического разреза, характерный для крупных переуглубленных долин, рассматривается нами как трансгрессивный ритм осадконакопления, отвечающий медленному погружению прибрежной зоны Приморья на фоне неоднократных гляциоэвстатических колебаний уровня Японского моря. Трансгрессивный облик разреза определяется, прежде всего, усиленным осадконакоплением при подтоплении морем речных долин и преобладающим транзитом наносов в фазы регрессий. Верхняя часть разреза в устье реки Козина соответствует максимальному подъёму уровня Японского моря в среднем голоцене.

Детальное микропалеонтологическое изучение отдельных разрезов морских отложений на мелководном шельфе в заливе Петра Великого позволило уверенно сопоставить ход голоценовой ингрессии с режимом фландрской трансгрессии Мирового океана [3]. Сопоставление данных палинологии и результатов изучения фораминифер даёт достаточно сходный материал при интерпретации разрезов открытых морских заливов. Однако и здесь имеются расхождения в оценке возрастных рубежей в разрезах и отдельных палеогеографических параметров. Наблюдающиеся расхождения касаются, например, голоценового оптимума: по фораминиферам фиксируется повышение среднегодовой температуры морской воды в Амурском заливе на 8-10° выше современной [4], против 3-5° по данным спорово-пыльцевого анализа [5].

Мной изучены диатомеи в разрезе голоценовой лагуны в устье реки Козина, для которой ранее был восстановлен режим осадконакопления по макрофауне и пыльце [3]. Описание комплексов диатомей проведено на основании изучения 34 проб, взятых в интервале 0-13 м.

Для изучения голоценовых диатомей был использован аналитический метод, выбор которого определялся следующими причинами:

1. В составе голоценовых диатомей не установлены эволюционные изменения восходящего и нисходящего порядков.

2. Развитие комплексов шло по пути повторяющихся экологических смен, вызванных чередованием эпох похолодания и потепления климата и связанных с ними гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Сущность аналитического подхода заключается в прямом подсчёте 200 экземпляров створок на каждый препарат с последующей обработкой результатов методами математической статистики. Такой подход позволяет установить палеоэкологические и палеоклиматические изменения в структуре комплексов диатомей и затем использовать их для реконструкции режима осадконакопления в приустьевой лагуне.

В результате изучения верхнеплейстоцен-голоценовых отложений в устье реки Козина определена богатая диатомовая флора, состоящая из 198 видов и разновидностей. Выделение комплексов для разновозрастных частей разреза базируется на появлении и исчезновении видов четырёх экологических групп, выделенных по отношению диатомей к солёности водной среды как наиболее контрастному фактору режима осадконакопления. В этих группах описаны также элементы, позволяющие установить концентрацию ионов водорода (pH), температуру и глубину бассейна осадконакопления. Установленная таким образом структура комплекса позволяет определить его взаимосвязь с окружающей средой обитания. Изучение изменения этой структуры во времени и пространстве даёт возможность провести палеогеографические построения. При выделении основных четырёх групп использованы данные по экологии и биогеографическому распространению диатомей из работ Хустедта [6], Кольбе [7,8], Жузе [1].

Группа 1: морские неритические и бентические диатомеи, соответствующие группе а-мезагалобов системы Кольбе-Хустедта и эвригалинным полигалобам (без подгруппы олигоэвригалиных полигалобов) системы Симонсена.

Группа 2: солоноватоводные диатомеи, обитающие в прибрежной опреснённой зоне моря и во внутриконтинентальных бассейнах с повышенной концентрацией солей и соответствующие В-мезагалобам системы Кольбе-Хустедта и мезагалобам системы Симонсена.

Группа 3: континентальные солоноватоводные диатомеи, соответствующие группе олигогалобов (без подгруппы галофобов) системы Кольбе-Хустедта и группе эвригалинных олигогалобов системы Симонсена.

Группа 4: типичные пресноводные диатомеи, соответствующие подгруппе галофобов системы Кольбе-Хустедта.

Анализ распределения данных групп в изученном разрезе позволяет выделить четыре экологические зоны с соответствующими по структуре комплексами диатомей.

Зона I (интервал 13-7 м) соответствует аллювиально-лагунным осадкам и имеет смешанный комплекс диатомей с низкими оценками обилия. Единично встречены *Diploneis interrupta, D. smithii, Campylodiscus echeneis, Epithemia zebra, Gomphonema angustatum, Meridion circulare.* Бедность комплекса не позволяет расчленить толщу на отдельные горизонты. Возраст зоны, по данным палинологии, определяется как верхплейстоценовый и соответствует каргинскому межстадиалу Сибири. Накопление данной толщи осадков происходило в устье реки, подтопленной морем [3].

Зона II (*Paralia sulcata – Achnanthes brevipes*) выделена в интервале 7-4,8 м и характеризуется высокой численностью диатомей группы 1 (50%) в сочетании с видами группы 2 (27,7%). Наиболее обильны *Paralia sulcata* (до 10%), *Achnanthes brevipes* (до

15%), *Diploneis smithii* (до 13%), *Rhopalodia musculus* (до 11%), *Campylodiscus echeneis* (до 32,5%), *Navicula sp*. (до 10%), *Diploneis suborbicularis* (до 5%). Виды группы 3 и 4 присутствуют в незначительном количестве (соответственно 13 и 9%) и имеют низкую оценку обилия (до 2%).

Такая экологическая структура комплекса диатомей зоны *Melosira sulcata – Achnanthes brevipis* соответствует его формированию в мелководном морском заливе с глубинами менее 20 м. при солёности 15-20%. Аналогичные результаты получены и в результате изучения фораминифер [3]. Отмечается совпадение пика *Latiola* sp. и диатомей *Paralia sulcata* и *Diploneis suborbicularis*, соответствующего первому устойчивому осолонению лагуны. Формирование комплекса, судя по соотношению алкалифилов (53%), происходило в щелочной среде (pH 8,9-9,0).

Климатический режим зоны II по результатам палинологического анализа соответствует альтитермалу голоцена. Более тёплый (чем современный) климат способствовал появлению на фоне северо-бореальных и широко распространённых форм южно-бореальных умеренно – теплолюбивых.

Зона III (зона *Fragilaria pinnata*) (интервал 4,8-2,5 м), соответствует зонам попеременного опреснения и незначительного осолонения замыкающейся лагуны. Граница между зонами II и III проводится по исчезновению и резкому сокращению численности видов *Diploneis unterrupta, Achnanthes brevipes* и развитию видов группы 3. Предполагается, что резкое сокращение на контакте лагунных алевритов и вышележащих песков диатомей группы 1 (до 6%) и уменьшении численности видов группы 2 (до 20%) при появлении пресноводных форм (*Melosira distans* и *Synedra ulna*) соответствует временному опреснению лагуны (S около 5 – 6 $^{0}/_{00}$). Этому интервалу соответствует исчезновение *Latiola* sp. и появление многочисленных текамеб [3].

В целом в составе диатомей зоны III отмечается высокая численность видов группы 3 (32%) в основном за счет *Fragilaria construens subsalina* (до 14%) *F. pinnata* (до 20%), *Epithemia zebra et var. porcellus* (до 9,5 %). Группа 2 (26,8%) качественно не меняется, но происходит уменьшение численности *Rhopalodia musculus et var. mairabilis* (до 35%) *Navicula sp*. (до 5%) *Campylodiscus echeneis* (до 14%) и увеличение численности *Navicula peregrina* (до 8%). В этой зоне наблюдается первое значительное появление холодолюбивых диатомей группы 4 (28%): *Melosira distans et var. alpigena* (до 5%), *Fragilaria capucina var. mesolepta* (до 4%), *Achnanthes conspicua* (до 5%).

В средней части зоны III происходит незначительное увеличение численности диатомей группы 1 (до 13%) при уменьшении степени участия видов группы 4 (до 12,7%). Такое локальное изменение в структуре комплекса отвечает второму осолонению лагуны до 10%. В этом интервале отмечается второй максимум *Latiola* sp. появление *Milliamina* aff. *fusca* (Bragy) и исчезновение текамёб. Такой состав диатомей и фораминифер отвечает прибрежному мелководью. Вероятно, в это время лагуна имела устойчивую связь с открытой акваторией залива Восток.

Второй особенностью комплекса диатомей зоны III является резкое снижение численности умеренно-теплолюбивых видов (до 3%) и увеличение доли холодолюбивых и умеренно-холодолюбивых диатомей (до 30%) за счет *Coscinodiscus lacustris septentrionalis, Diploneis smithii, Fragilaria pinnata, F. construens*. Этому изменению в составе диатомей соответствует уменьшение в спорово-пыльцевых комплексах доли термофильных широколиственных *Quercus* и *Juglans* и появление пыльцы холодолюбивой *Betula* sp. [3]. Такое изменение состава спорово-пыльцевого и диатомового комплексов объясняется нами общим похолоданием климата на границе суббореального и субатлантического периодов голоцена.

Зона IV (зона Meridion circulare) выделена в интервале 0 – 2,5 м и охватывает слой торфа, погребную лугово - болотную почву и пойменный суглинок, соответствует

стадии заболачивания и усыхания лагуны. Структура комплекса характеризуется отсутствием элементов группы 1 и снижением численности диатомей 2 (до 7,6%) и 3 (до 23%) групп. Доминантами являются пресноводные диатомеи группы 4 (до 69,4%). Граница между III и IV зонами проводится по исчезновению *Fragilaria pinnata* и появлению *Pinnularia viridis, P. Leptosoma, Eunotia praerupta,* видов рода *Gomphonema* при высоком развитии северо-альпийского вида *Meridion circulare* (15%).

Структура комплекса диатомей IV зоны отвечает сильно опресненному (S до 3-5$^0/_{00}$) мелководному водоему. В конечную фазу существования лагуны возник маломощный водорослевый торф, перекрытый лугово-болотной почвой, к которой в разрезе приурочен пик развития типично почвенного вида *Hantzschia amphioxys major* (до 22%), усилился приток горных холодных вод, с чем связана сравнительно высокая численность северо - альпийских видов (до 12%). Обмелению и заболачиванию лагуны отвечает появление аглютинирующих текамёб *Hoogenzaadia* и *Diflugia* [3]. Возраст IV зоны, по данным спорово-пыльцевого анализа, соответствует началу субатлантического периода схемы Блитта-Сернандера, когда климат был близок к современному [2], о чем свидетельствует и сравнение комплекса с современной диатомовой флорой Приморья.

Таким образом, изучение диатомей в разрезе переуглубленной долины реки Козина позволяет достаточно четко установить тесную связь видового и количественного состава диатомей с закономерно изменяющимися во времени фациальными условиями осадконакопления и колебанием климата, а также сделать следующие выводы:

1. Распределение экологических групп диатомей по фактору солености четко совпадает с литолого-фациальной характеристикой отложений и отражает эволюцию бассейна осадконакопления по линии: открытый морской залив – полузакрытая лагуна – озеро – лагуна – заболачивающаяся лагуна – низинное болото.

2. Соотношение эколого-биографических типов диатомей внутри выделенных зон дает возможность установить изменения климата с оптимумом в среднем голоцене и похолоданием в позднем голоцене.

3. Соотношение спектральных по pH видов диатомей внутри зон показывает связь между изменением pH и стадийностью развития бассейна осадконакопления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жузе А. П.* (1962). Стратиграфические и палеонтологические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР. 258 с.

2. *Караулова Л.П., Короткий А.М., Царько Е.И.* (1973). Морской голоцен Приморья / В сб.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., «Наука». С. 137-141.

3. *Троицкая Т.С, Короткий А.М., Караулова Л.П.* и др. (1971). Новые данные о послеледниковой трансгрессии на западном побережье Японского моря // ДАН АН СССР. Т. 196. №2. С. 433- 435.

4. *Троицкая Т.С.* (1974). Миграционная последовательность комплексов бентосных фораминифер в голоценовых осадках Амурского залива (Японское море) / В сб.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. («Тр. ИГиГ СО АН СССР»). Вып. 229. Новосибирск, «Наука».

5. *Худяков Г.И., Денисов Е.П., Короткий А.М.* и др. (1972). История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М., «Наука». 424 с.

6. *Hustedt F.* (1930). Systematische und Okologisce Untersuchungen ьber die Diatomeen–Flora von Java, Bali und Sumatra // Archiv. Hydrobiol., Suppl. Bd XV. H., 1, S. 137-177; H., 2, S. 187-295; H., 3, S. 393-506: H. 4, S. 638-790.

7. *Kolbe R. W.* (1927). Okologie, Morphologie und Systematic der Brackwasser – Diatomeen. Die Kieselalgen des Sperenberger Salzgebietes Pflanzenf., Bd 7. 146 S.

8. *Kolbe R.W.* (1932). Grundlinien einer allgemeinen Okologie der Diatomeen // Ergebnisse Biol., Bd 8. S. 222-348.

СЕКЦИЯ ПАЛИНОМОРФЫ

НЕПРЕРЫВНЫЕ ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЛЕТОПИСИ В ОСАДКАХ ОЗЕР КУРИЛЬСКОГО АРХИПЕЛАГА

Андерсон П.М.[1], Ложкин А.В.[2]
[1]Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США, e-mail: pata@u.washington.edu
[2]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институту ДВО РАН, Магадан, e-mail: lozhkin@neisri.ru

CONTINUOUS POLLEN RECORDS FROM SEDIMENTS OF LAKES FROM KURIL ARCHIPELAGO

Anderson P.M.[1], Lozhkin A.V.[2]
[1]Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, , e-mail: pata@u.washington.edu
[2]Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, RAS, Magadan, e-mail: lozhkin@neisri.ru

Международный Курильский биокомплексный проект предоставил возможность исследовать осадки озер на о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп, Кунашир (см. рисунок). Палинологический анализ, опирающийся на серии радиоуглеродных датировок, позволил получить новые данные об изменении климата и растительности на Курильских островах в переходный от неоплейстоцена к голоцену период и в голоцене.

Непрерывная пыльцевая летопись в осадках оз. Пернатое, находящегося вблизи восточного берега залива Васильева (Охотское море) на южной оконечности о. Парамушир (50° 02′ с. ш., 155° 23′ в. д.), отражает изменение растительного покрова на севере Курильского архипелага в течение голоцена. Радиоуглеродные датировки в интервале 10000±40 л. н. – 2180±40 л. н. свидетельствуют о том, что начало накопления осадков, общая мощность которых составляет 694 см, относится к раннему голоцену. Диатомовый анализ показал несколько стадий развития озера: верховое болото на границе плейстоцена и голоцена, образование лагуны в результате повышения уровня моря 9-6 тыс. л. н., образование пресного озера 6 тыс. л. н. – современность [1]. Потепление климата 8-6 тыс. л. н. отражено господством в растительном покрове о. Парамушир сообществ *Pinus pumila* и *Duschekia*. С похолоданием климата 5-4 тыс. л. н. связано формирование на охотском и тихоокеанском берегах о. Парамушир обширных дюнных полей в результате осушением участков подводного склона.

В центральной части Курильского архипелага на о. Уруп палинологический анализ выполнен для осадков оз. Токотан, мощность которых составляет 700 см. Озеро находится у берега Охотского моря (45є 51ґ с. ш., 149є 48ґ в. д.) и соединяется с ним небольшой протокой. Радиоуглеродные датировки 3140±30 л. н. (в основании колонки) – 90±35 л. н. свидетельствуют о высокой скорость накопления осадков, представленных алевритами, часто обогащенных остатками растений. Спорово-пыльцевые спектры, характеризующие озерные отложения, близки по составу основных и второстепенных таксонов, хотя спектры в нижней части колонки (400-700 см) в интервале 1570±40-3140±30 л. н. содержат повышенное количество пыльцы широколистных деревьев (*Fagus, Quercus, Juglans, Ulmus, Acer*). Можно полагать, что эта пыльца занесена из более южных районов в период, когда климатические условия были несколько теплее современных. Доминирование в осадках на глубине 685-580 см диатомей *Thalassiosira baltica, Cyclostephanos dubius* свидетельствует о существовании лагуны. Влияние моря еще отмечается в осадках на глубине 580-410 см высоким содержанием мезогалобной *Thalassiosira* aff. *levanderi* и присутствием *Thalassiosira baltica, Th. hyaline*. Вместе с тем

увеличивается содержание пресноводных обрастателей *Diatoma tenuis, D. mesodon.* Преобладание пресноводных *Diatoma mesodon, Cocconeis placentula* var. *euglypta* в образцах на глубине 410-280 см, вероятно, обусловлено увеличением мелководной зоны и сокращением связи с морем. Соленость воды в озере вновь повышается в интервале 280-150 см, что подчеркивается высокими содержаниями *Melosira lineata, Thalassiosira* aff. *nordenskioeldii.* В интервале 150-45 см активно развиваются пресноводные *Diatoma mesodon, D. hyemalis, Cocconeis placentula* var. *euglypta, Fragilaria leptostauron* var. *martyi, F. capucina* var. *vaucheriae* [2].

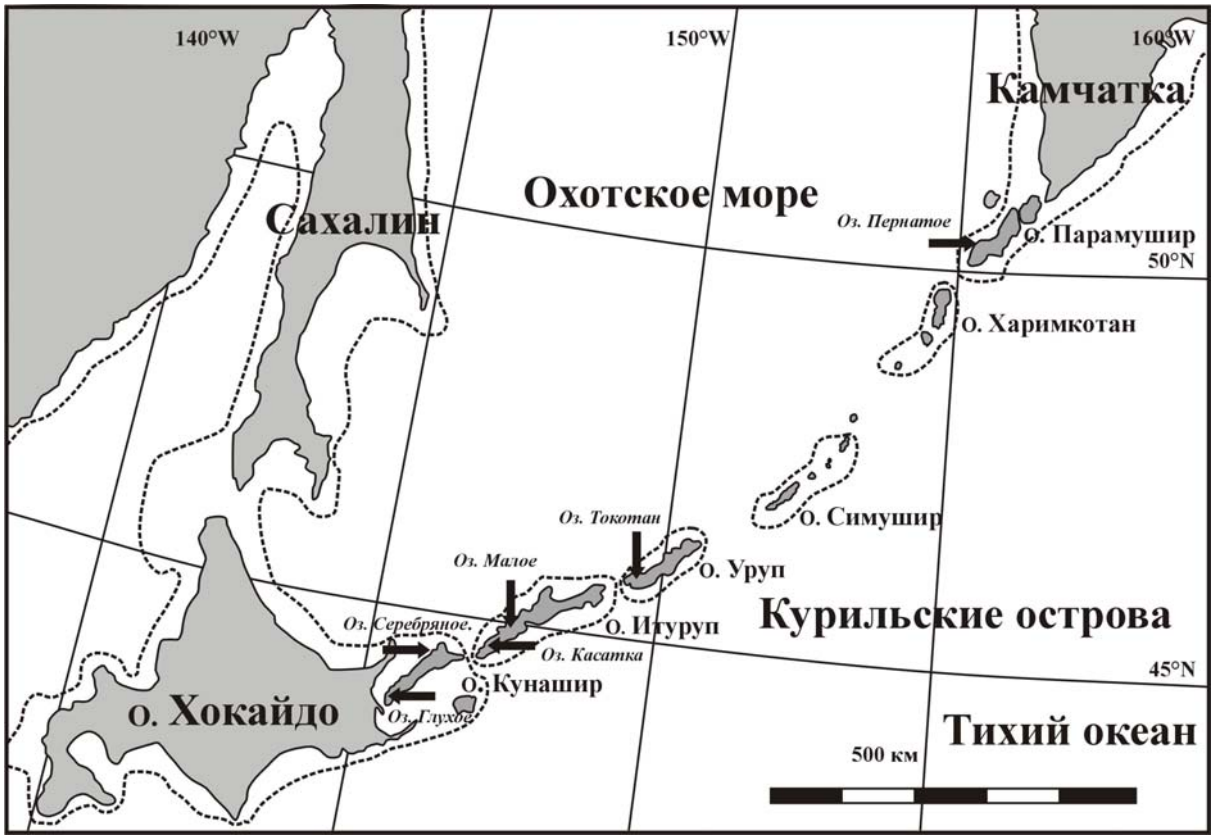


Рис. Местонахождения озер – объектов исследований на островах Курильского архипелага

Непрерывные пыльцевые летописи в осадках озер на о-вах Кунашир и Итуруп отражают реакцию растительности южных Курил на климатические изменения в голоцене. В оз. Малое, находящемся на Куйбышевском перешейке о. Итуруп в 1 км от берега Охотского моря (45є 05г с. ш., 147є 41г в. д.), поднят керн длиной 1541 см. Осадки представлены алевритами с остатками водных растений, прослоями раковин моллюсков и песка. Экстраполяция радиоуглеродных датировок (3995±35, 2840±30, 385±35 л. н.) показывает, что нижний слой осадков формировался около 10100 л. н. Палинологический анализ осадков оз. Малое свидетельствует о развитии на о. Итуруп 10,1-9,5 тыс. л. н. елово-березовых лесов с участием *Abies*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fagus*, *Fraxinus*, сообществ *Pinus pumila* и *Duschekia*. 9,5-5 тыс. л. н. на острове доминируют березово-широколиственные леса, включавшие *Quercus*, *Juglans, Tilia*, *Fagus*, *Fraxinus, Ulmus, Alnus*, *Picea, Pinus pumila*, а 5-2,5 тыс. л. н. в строении лесных сообществ существенно возрастает роль *Betula*, хотя *Quercus* остается важным компонентом лесов. 2,5 тыс. л. н. широко распространяются лиственничные леса, сохраняющиеся и в настоящее время.

Последовательная смена пыльцевых зон, аналогичная оз. Малое, установлена в осадках оз. Касатка (45є 00г с. ш., 147є 43г в. д.) вблизи тихоокеанского берега

Куйбышевского перешейка. Керн длиной 892 см, поднятый в центральной части озера, представлен алевритом с остатками растений. Нижний слой осадков датирован 9,3 тыс. л. н. Спорово-пыльцевые спектры, установленные в осадках оз. Касатка, дают основание полагать, что на тихоокеанском побережье о. Итуруп 9,3-2,5 тыс. л. н. существовали *Betula-Quercus-Alnus* леса с участием *Picea*, *Larix*, *Taxus*, *Pinus pumila*, *Ulmus*, *Juglans*, *Fraxinus*, *Acer*, *Magnolia*.

На о. Кунашир отобраны керны осадков оз. Глухое (43є 54ґ с. ш., 145є 38ґ в. д.) на юго-восточной оконечности Серноводского перешейка и оз. Серебряное в центре Южно-Курильского перешейка. Скважины, пройденные в центре оз. Глухое, вскрыли алевриты мощностью 564 см с обилием остатков водных растений. Датировки по радиоуглероду 5950±35 л. н., 1150±40 л. н. и их линейная экстраполяция показывают, что осадки в озере формировались в течение 8,5 тыс. лет. В оз. Серебряное осадки (алевриты с прослоями песка) мощностью 367 см формировались в течение 9300 лет (экстраполяция ^{14}C датировок 5380±40, 7640±70 л. н.). Пыльцевые зоны и их последовательность идентичны в осадках оз. Глухое и оз. Серебряное. Смена растительности отражается развитием *Betula-Quercus* лесов с *Duschekia*, *Pinus pumila* и осоково-злаковых лугов 9-7,2 тыс. л. н.; распространением широколиственных лесов 7,2-5,2 тыс. л. н. (климатический оптимум голоцена); развитием широколиственных лесов с участием *Picea ajanensis, P. glehnii, Abies sahalinensis* и *Betula-Alnus* лесов 5,2-2 тыс. л. н.; распространением темнохвойных лесов с участием широколистных деревьев и *Betula* 2 тыс. л. н. – современность.Таким образом, пыльцевые летописи, установленные в осадках озер о-вов Кунашир и Итуруп показывают одинаковую последовательность климатических изменений в течение голоцена на юге Курильского архипелага. В отличие от доминировавших на о. Кунашир в голоцене широколиственных и хвойно-широколиственных лесов на более северном о. Итуруп растительность была представлена березово-широколиственными, березовыми и березово-лиственничными лесами.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проект 12-III-A-09-049), Российским фондом фундаментальных исследований, Национальным научным фондом США (проект ARC-0508109 проф. Benjamin E. Fitzhugh). Мы благодарны Е.Ф. Городничей, Ю.А. Корзун, Т.Б. Соломаткиной, М.В. Черепановой за большую помощь в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ложкин А.В., Андерсон П.М., Горячев Н.А.* и др. (2010). Первая озерная летопись изменений климата и растительности Северных Курил // ДАН. Т. 430. № 4. С. 541-543.

2. *Cherepanova M.V., Lozhkin A.V., Anderson P.M.* (2009). Diatoms from Kuril lake sediments as high-resolution data for Pleistocene paleogeographic reconstruction // Environment Development of East Asia in Pleistocene-Holocene. Proceeding of International Scientific Conference. Vladivostok. P. 43-44.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОРАСТИТЕЛЬНОСТИ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА БАССЕЙНА Р. БИКИН (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Белянин П.С.
Тихоокеанский институт географии (ТИГ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: pavelbels@yandex.ru

PALEOVEGETATION RECONSTRUCTION OF BIKIN RIVER BASIN OF MIDDLE AND LATE HOLOCENE BASED ON PALYNOLOGICAL DATE

Belyanin P.S.
Pacific Geographic Institute (PGI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: pavelbels@yandex.ru

Вопросы эволюции природной среды являются важнейшей проблемой современной географии. Изменения климата, происходившие в голоцене, оказали существенное влияние на палеорастительность. Однако, несмотря на многочисленные палеогеографические исследования, ранее проводившиеся на юге Дальнего Востока [3; 4; 5; 6; 7 и др.], многие черты развития растительного покрова остаются неясными.

Районом исследования является долина нижнего течения р. Бикин, истоки которой расположены на северо-западных склонах хр. Сихотэ-Алинь. В рельефе рассматриваемого участка, в зависимости от морфометрических характеристик, степени и характера расчлененности выделяются три зоны: низменная аллювиальная равнина, уплощенные увалы и пояс низкогорий.

В настоящей статье рассматривается развитие геосистем бассейна р. Бикин – одного из основных притоков р. Уссури, в среднем и позднем голоцене. В работе использованы палинологические материалы, полученные при исследовании пойменных отложений в нижнем течении реки Бикин. Описание и отбор проб из почвенного разреза выполнено к.б.н. Н.А. Рыбачук, к.б.н. А.В. Назаркиной (БПИ ДВО РАН) и автором статьи. Описание почвенных горизонтов проведено по методике Г.И. Иванова [2]. Спорово-пыльцевой анализ выполнен в ТИГ ДВО РАН Н.И. Беляниной.

Изученный разрез заложен на высокой пойменной террасе правого берега р. Бикин, в точке с координатами 46є46′ с. ш., 134є16′ в. д. (абс. выс. 53,0 м). Разрезом были вскрыты пойменные отложения мощностью 170 см.В результате проведенного биостратиграфического расчленения отложений методом спорово-пыльцевого анализа, были выделены следующие палинозоны.

I Палинозона **Pinus koraiensis – Picea**

Горизонт А1 (инт. 0-8 см), дернина, суглинок буровато-серый, пирогенный, рыхлый, слегка комковатый.

В палиноспектре в группе древесных растений доминирует пыльца *Pinus koraiensis* Siebold et Zucc. (72,3-74,0%). В небольшом количестве отмечаются пыльцевые зерна *Abies nephrolepis* Trautv. Maxim. (1,7-4,0%) и *Picea* sp. (7,6-9,0%). Встречается пыльца широколиственных растений *Quercus mongolica* Fisch. ex Ledeb. (9,7-10,2%), *Juglans mandshurica* 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 10,0%) и мхов *Sphagnum* sp. (10,2-15,2%).

Горизонт АВ (инт. 8-21 см), бурый песок с множеством мелких корней.

В составе палиноспектра древесных растений до 53,7% сокращается количество пыльцевых таксонов сосны корейской. До 24,6% увеличивается содержание пыльцы дуба монгольского, отмечается появление пыльцевых зерен *Salix* sp. (5,1%), *Syringa*

amurensis Rupr. (1,4%), *Viburnum* sp. (0,7%) и *Tilia* sp. (0,7%). Среди трав и споровых растений велико содержание спор семейства Cyperaceae (47,8-69,1%) и Polypodiaceae (62,2-91,4%). К концу горизонта сокращается количество пыльцы семейства Chenopodiaceae и спор *Sphagnum*.

Горизонт B1g (инт. 21-32 см), суглинок серовато-бурый с ржавыми пятнами и мелкими корнями.

Состав палиноспектра существенно не меняется. Отмечается изменение количества пыльцы древесных растений – уменьшение содержания *Pinus koraiensis* (с 51,7 до 27,3%), *Quercus mongolica* (с 26,2 до 9,8 %), *Alnus* (до 1,8%), *Salix* (до 4,7%), а также берез – *Betula* sect. *Costatae* (до 2,0%), *Betula* sect. *Albae* (до 0,7%) и увеличение количества пыльцевых зерен *Alnaster* sp. (до 9,8%). В незначительном количестве встречается пыльца Polygonaceae и Saxifragaceae.

II. Палинозона **Pinus koraiensis – Quercus – Sphagnum**

Горизонт [A1]g (инт. 32-38 см), суглинок буровато-черный, погребенный, комковатый, пирогенный, с ржавыми пятнами, полумертвыми и мертвыми корнями.

Состав палиноспектра характеризуется значительным снижением доли пыльцы умеренно-теплолюбивых растений – *Quercus mongolica, Juglans mandshurica, Ulmus* и др. Из древесных растений к концу горизонта полностью исчезает пыльца *Pinus koraiensis* и *Quercus mongolica.* Велико содержание пыльцы холоднолюбивых растений – *Betula* sp. (22,4-44,6%), *Betula* sect. *Nanae* (до 12,3%) и *Alnaster* (10,0-10,4%). В группе споровых и травянистых растений возрастает содержание пыльцы семейства Caryophillaceae, а также спор семейства Polypodiaceae, при значительной доле спор *Sphagnum*.

III. Палинозона **Betula – Alnus – Alnaster**

Горизонт B2g (инт. 38-60 см), суглинок черновато-бурый с охристыми пятнами и мелкими живыми корнями.

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.

Горизонт B3g (инт. 60-90 см), суглинок сизовато-бурый, с множеством крупных корней деревьев.

В общем, состав палиноспектра существенно не меняется. Возрастает лишь содержание кустарниковых берез (до 7,3%), из древесных – *Alnus* (до 51,3%). Значительно содержание *Ulmus* (до 13,8%). В группе травянистых и споровых растений велика роль пыльцы Ranunculaceae и спор Polypodiaceae.

Горизонт B4g (инт. 90-115 см), сизый суглинок, с мелкими корнями.

В составе палиноспектра резко увеличивается количество пыльцевых таксонов кустарниковой формы ольхи. Также, в небольшом количестве отмечаются пыльцевые таксоны гибридных берез. Появляются пыльцевые зерна *Picea* (до 7,5%), значительно содержание пыльцы *Alnus* (до 57,9%), в количестве до 6,6% присутствует пыльца кустарниковых берез. Среди трав и споровых растений доминируют семейства Ranunculaceae и Polypodiaceae, а также споры *Sphagnum*.

Горизонт B5g (инт. 115-148 см), сизовато-ярко-охристый суглинок, с единичными мелкими корнями.

Основное ядро в палиноспектре составляет пыльца *Betula* sect. *Albae* (до 65,2%) в сочетании с пыльцевыми таксонами гибридных форм берез (до 22,9%). В небольшом количестве встречается пыльца широколиственных растений – *Quercus mongolica, Ulmus* и *Tilia.* В группе травянистых растений отмечается высокая доля пыльцы

семейств Cyperaceae, Ranunculaceae, Polemoniaceae и Asteraceae. Среди споровых растений значительно содержание спор Polypodiaceae и мхов *Sphagnum*.

Горизонт BG (инт. 148-165 см), суглинок ржаво-сизый, в нижней части интервала подстилаемый галькой. Палиноспектр отличается от выше описанного полным исчезновением пыльцы *Quercus mongolica.* Отмечается высокое содержание пыльцы мелколиственных растений древовидных форм берез *Betula* sect. *Albae* (до 71,0%) и *Betula* sect. *Costatae* (до 28,8%). В составе пыльцы трав доминируют Cyperaceae и Asteraceae. В группе спор преобладают Polypodiaceae и мхи *Sphagnum*. Единично отмечены *Botrychium* sp. и *Lycopodium* sp.

IV. Палинозона **Quercus**

Горизонт BC (инт. 165-170 см), суглинок ржаво-сизый с песком и галькой

В группе древесных растений, в состав палиноспектра входит пыльца умеренно-термофильных представителей маньчжурской флоры *Quercus mongolica* (до 68,2%), единично – *Juglans mandshurica* и *Ulmus,* а также хвойных растений – *Pinus koraiensis* (5,4-12,2%) и *Picea* (до 13,5%). Мелколиственные 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 *Sphagnum centrale* C. Jens.

Также, подобная палинозона выделяется в разрезах отложений высоких пойменных террас р. Уссури. Аналогичные палиноспектры выделены из отложений высокой пойменной террасы р. Бурлитовка (левый приток р. Бикин, 46є33′ с. ш., 134є10′ в. д., т. н. 6056, инт. гл. 2,9-3,0 м, песок серый, разнозернистый с линзами супесей, абс. выс. 63 м) [1] (данные А.Д. Боровского). Данный вывод подтверждается радиоуглеродной датировкой полученной по растительным остаткам (6090±70 л. н. Ки-3256). Возраст отложений соответствует оптимальной фазе голоцена (Q^2_{IV}).

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1.*Белянина Н.И.* **(**2005). Стратиграфия отложений позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Уссури // XI Всероссийская палинологическая конференция «Палинология: теория и практика». М.: АРЕС. С. 31-32.

2. *Иванов Г.И.* (1976) Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.: Наука. 200 с.

3. *Кинд Н.В* .(1974) Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 256 с.

4. *Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Белянина Н.И.* (2007). Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Уссури-Ханкайской депрессии (Приморье) // Тихоокеанская геология. Т. 26. № 4. С. 53-56.

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

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

7. *Шумова Г.М., Климанов В.А***.** (1989). Растительность и климат позднеледниковья и голоцена прибрежной зоны северного Приморья // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 154-160.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОРАСТИТЕЛЬНОСТИ ЗАЛИВА ПОСЬЕТ В УСЛОВИЯХ ПОХОЛОДАНИЯ КЛИМАТА ГОЛОЦЕНА (ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

Белянина Н.И.
Тихоокеанский институт географии (ТИГ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: nibelyanina@yandex.ru

PALEOVEGETATION RECONSTRUCTION OF POSIJET BAY UNDER CONDITION OF CLIMATIC COOLING IN HOLOCENE (BASED ON PALYNOLOGICAL ANALYSIS)

Belyanina N.I.
Pacific Geographic Institute (PGI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: nibelyanina@yandex.ru

Изменения климата и общая палеогеографическая обстановка на рубеже суббореального и субатлантического периода, являются основным фактором в развитии палеорастительности [2; 5]. В результате проведенного палинологического анализа образцов из отложений древней неолитической культуры (памятник Гвоздево), была выполнена реконструкция развития палеорастительности данного периода.

Памятник Гвоздево расположен на крайнем юге Приморского края, в 4 км к юго-востоку от с. Зайсановка (устье р. Гладкой) и в 3 км к западу от с. Гвоздево. Отложения памятника приурочены к мысовидной оконечности сопки, протянувшейся вдоль левого борта долины р. Гладкой [3].

Вскрытые отложения на глубине 1,5 м представлены супесями, легкими суглинками, обильно насыщенными раковинным детритом. В палиноспектре доминирует пыльца травянистых растений (до 87%), среди которой преобладает пыльца полыни (Artemisia), а также отмечены пыльцевые зерна лютиковых (Ranunculaceae), бобовых (Fabaceae), розоцветных (Rosaceae), гречишных (Polygonaceae) и сложноцветных (Asteraceae). Встречается пыльца сорных растений – щирицы *(Amaranthus)*, осота *(Sonhus)*, бодяка *(Cirsium)* и лопуха *(Arctium)*.

В составе споровых растений присутствуют многоножковые (Polypodiaceae), чистоус (Osmunda) и плаунок (Lycopodium). В группе древесных растений встречается пыльца сосны корейской *(Pinus koraiensis)*, дуба монгольского *(Quercus mongolica)*, ильма *(Ulmus)*, липы *(Tilia)*, калины *(Viburnum)*, белой березы *(Betula* sect. *Albae),* гибридной формы березы (*Betula* sp.) и др.

Из этого горизонта получены радиоуглеродные даты 4010±44 л. н., 3972±31 л. н. [1], соответствующие климатическому рубежу перехода от оптимума голоцена к суббореалу.

Глубина 0,8 м, супесь. В палиноспектре доминирует пыльца травянистых растений Polygonaceae, Ranunculaceae, Asteraceae и споры хвоща *(Equisetum)*. Древесные породы представлены пыльцой дуба, лещины *(Corylus),* граба *(Carpinus),* липы и берез.

Глубина 0,1 м, почва. Основной фон в палиноспектре составляет пыльца *Pinus koraiensis* (до 51%), также присутствуют пыльцевые зерна других растений – сосны могильной *(Pinus funebris)*, пихты *(Abies),* ели *(Picea)*, дуба и ильма.

Признаки данного похолодания выявлены и в отложениях I надпойменной террасы р. Киевки. На равнине леса сменились ерниковыми зарослями из ольховника. Сильно обеднел состав предгорных широколиственных лесов в результате появления мелколиственных формаций [5].

В долине р. Большая Казачка бурением вскрыт разрез пойменной террасы. Из слоя с глубины 1,8 м получен спорово-пыльцевой спектр с преобладанием *Betula* sect. *Albae, Betula* sect. *Costatae, Betula* sp. и *Alnaster.* Подчиненную роль играют

темнохвойные *Picea* sp. и *Pinus* s/g *Haploxylon.* Древесина из этого слоя имеет возраст 4472±75 л. (ДВГУ – ТИГ-29) [4].

Полученные спорово-пыльцевые спектры отражают развитие палеорастительности, в составе которой преобладали кедрово-широколиственные леса, характерные для современной растительности юга Приморского края. Однако, климатические условия были несколько холоднее современных, о чем свидетельствует стабильное наличие в палиноспектрах пыльцы *Betula* sp.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гельман Е.И., Вострецов Ю.Е.* (2008). Орнамент керамики поселения Зайсановка – 1 // Неолит и неолитизация бассейна Японского моря: человек и исторический ландшафт. Владивосток. С. 49-56.

2. *Короткий А. М.* (2002). Географические аспекты формирования субфоссильных спорово-пыльцевых комплексов (юг Дальнего Востока). Владивосток: Дальнаука. 268 с.

3. *Крутых Е.Б., Морева О.Л., Батаршев С.В.* и др. (2010). Проблемы интерпретации неолитического комплекса памятника Гвоздево-4 (южное Приморье) // Приоткрывая завесу тысячелетий: к 80-летию Жанны васильевны Андреевой: сб. науч. тр. Владивосток: ООО «Рея». С. 176-190.

4. *Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Белянина Н.И.* и др. (1984). Голоценовые отложения бассейна р. Раздольная (юго-западное Приморье) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. С. 43-53.

5. *Шумова Г.М., Климанов В.А.* (1989). Растительность и климат позднеледниковья и голоцена прибрежной зоны северного Приморья // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука. С. 154-160.

ЛИШАЙНИКИ КАК ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ (НА ПРИМЕРЕ СОСНЯКОВ ЛИШАЙНИКОВЫХ ВЛАДИМИРСКОЙ ОБЛАСТИ)

Березина Н.А., Демидова А.Н., Богатырев Л.Г., Петраш З.Н.
Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: petrash.z.n@gmail.com

LICHENS AS OBJECTS OF SURFACE SPORE-POLLEN SPECTRA RESEARCH (CASE STUDY: LICHEN PINE FORESTS IN VLADIMIR REGION)

Berezina N.A., Demidova A.N., Bogatyrev L.G., Petrash Z.N.
Lomonosov Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: petrash.z.n@gmail.com

Понимание процессов, влияющих на накопление и сохранение пыльцы в различных субстратах, чрезвычайно важно для интерпретации данных спорово-пыльцевого анализа (СПА). Изучению этих процессов посвящено большое количество работ в разных странах мира [1,5,7,8], но многие аспекты до сих пор остаются мало изученными [4]. Так, слабо изучены процессы накопления и особенности сохранности пыльцы и спор в лишайниковых подстилках. Между спорово-пыльцевым спектром (СПС) и растительностью на одной и той же территории не существует прямой связи [3,10,11]. Формирование СПС является чрезвычайно сложным процессом, на который оказывает влияние множество факторов [6]. Понимание этого процесса даст возможность точнее восстанавливать растительность прошлых эпох, поскольку современные СПС являются основой для интерпретации данных палеоботанических исследований.

Благодаря большой продолжительности жизни, возможности точной датировки возраста и широкому распространению в ряде сообществ северной части Европы, лишайники являются удобным материалом для изучения поверхностных СПС, определения факторов их формирования. Лишайники аккумулируют на своей поверхности пыльцевые зерна (п.з.) и споры, попадающие на них с дождевыми потоками, лесным опадом, оседающие из пыльцевого дождя и прочно задерживаются, со временем попадая в почвенную подстилку. Состав почвенной подстилки определяется фитоценозом. С подстилкой в почву привносятся минеральные и органические вещества, в том числе пыльцевые зерна и споры, сохраняющиеся на элементах лесного опада. Сохранившиеся пыльца и споры аккумулируются в почве.

В данной работе авторами поставлена цель выявить особенности аккумуляции и оценить степень сохранности пыльцы и спор в лишайниковых группировках. Материалом для палинологического анализа послужили живые лишайники и верхние горизонты подстилки, в том числе и самый верхний гумусово-аккумулятивный горизонт. Отбор проб для палинологического анализа был проведен в сентябре 2011 г. в северном приклязьминском районе Мещерской низменности. В административном отношении данная территория находится в окрестностях г. Петушки Владимирской области. Для сбора образцов были выбраны 2 участка сосняка лишайниково-зеленомошного: П1М – лесная опушка, П3 – лесной массив. При выборе точек апробирования были учтены следующие критерии: равнинный рельеф, устойчивость окружающего растительного сообщества, отсутствие выраженного антропогенного воздействия. На каждом участке в трех повторностях с помощью рамки 10х10 см были отобраны образцы живых лишайников, подстилки и гумусового горизонта почвы. При обследовании растительного покрова и описании почвенных подстилок на пробных участках были использованы стандартные общепринятые методики [2]. Установлено, что преимущественно, за исключением мертопокровных участков, в сосняках,

формируются так называемые инкрустированные ферментативные подстилки с профилем 01-02[1]-02[2] , варьирующие по мощности в пределах 3-5 см. Текущий опад включается в переработку между подециями лишайников; у самого основания лишайников выделяется слой отмерших лишайников, частично сохранивших свою форму, и формируется ферментативный подгоризонт. Еще ниже может диагностироваться тонкая гумифицированная прослойка, постепенно переходящая в маломощный гумусово-аккумулятивный горизонт. В некоторых случаях ферментативный подгоризонт может непосредственно сменяться гумусово-аккумулятивным горизонтом.

Для лабораторной обработки лишайников была использована модификация стандартной методики, широко применяемой при палинологическом анализе [9], поскольку их талломы содержат большое количество специфических лишайниковых кислот. В ходе работ было проанализировано 4 образца лишайниковых и 2 образца моховых подстилок, 18 образцов почвенных подстилок и верхних горизонтов почвы, 1 образец хвои сосны с живого таллома лишайника *Cladonia rangiferina*. Образцы лишайников (главным образом *Cladonia rangiferina* и *Cetraria islandica*) были размельчены на небольшие кусочки и затем обработаны 10% раствором KOH. Суспензию процеживали через сито. Остаток талломов удаляли, взвесь центрифугировали 5 мин. со скоростью 2500 об/мин и промывали до установления нейтральной реакции среды. После последнего промывания надосадочную жидкость сливали, к осадку добавляли 3-4 кратный избыток тяжелой жидкости (раствор CdI с KI с $\rho = 2{,}3$ г/см^3) по сравнению с осадком. Раствор центрифугировали и затем промывали.

При подсчете числа пыльцевых зерен были установлены их таксономическая приуроченность и степень сохранности. По степени сохранности все обнаруженные пыльцевые зерна были разделены на четыре группы: 1) хорошо сохранившиеся п.з. без повреждений; 2) п.з. с небольшими нарушениями целостности оболочки (причинами тому могут быть неблагоприятные условия внешней среды: воздействия почвенных грибов и животных); 3) пыльцевые зерна с разрывами и сильными повреждениями оболочки, п.з. сосны и ели с оторванными мешками, а также фрагменты п.з. с повреждениями, препятствующими их определению; 4) в различной степени смятые п.з. Сохранность пыльцевых зерен для разных почвенных горизонтов представлена в таблице 1.

Таблица 1. *Сохранность пыльцевых зерен в системе подстилка – почва, %. Здесь 01 – живые лишайники и опад; г.г. – гумусовый горизонт.*

Сохранность пыльцы, %	Название площадки								
	П1М					П3			
	подстилка				г.г.	подстилка			г.г.
	01 (l)	F1	F2	F3	A1	01 (l)	F1	F2	A1
Хорошо сохранившаяся	58	52	53	43	52	77	66	54	52,8
С разрывами оболочки	7	25	20	14	16	8	19	20	26
С химическими и биологическими повреждениями оболочки	10	1	3,3	6	7	0	1	0	4
Смятая пыльца	25	23	18,7	37	25	15	14	26	17,2

Среднее количество пыльцевых зерен и спор, подсчитанное на образец, составило 538 шт., минимальное – 238 шт., максимальное – 709 шт. При рассмотрении полученных результатов было проведено сопоставление состава таксонов в СПС со

списком растений на площадке отбора проб и прилегающей территории. Соотношение пыльцы деревьев, трав, а также спор и неопределенных пыльцевых зерен показано в таблице 2.

Таблица 2. Соотношение пыльцы деревьев, трав, спор и неопределенных пыльцевых зерен (п.з.) в системе подстилка – почва (%). Здесь 01 – живые лишайники и опад; г.г. – гумусовый горизонт.

Процентное соотношение п.з. и спор от общей суммы	Название площадки								
	П1М					П3			
	подстилка				г.г.	подстилка			г.г.
	01 (l)	F1	F2	F3	A1	01 (l)	F1	F2	A1
деревьев	83,6	85,8	86,6	84,2	89,0	93,7	92,0	89,8	88,0
трав	5,4	6,9	7,1	12,2	2,9	3,4	3,6	4,2	5,8
спор	4,4	3,0	1,0	0,0	0,7	0,0	0,4	2,1	1,4
неопределенных п.з.	6,6	4,3	5,4	3,6	7,4	2,8	4,0	4,0	4,8

Палинологический анализ образцов лишайников, почвенных подстилок и гумусового горизонта почвы позволил получить следующие результаты. Во всех СПС преобладают п.з. ветроопыляемых растений. Их доля в среднем составляет 88%. Доля пыльцы травянистых растений в спектрах имеет значительные колебания; ее минимальное значение составляет 3%, максимальное – 12% от количества всех пыльцевых зерен на образец. Количество неопределенных пыльцевых зерен и спор на образец в среднем равно 5% и не превышает 7,5%. В составе СПС содержится заносная пыльца древесных растений (*Alnus, Corylus, Salix, Carpinus*). Вероятно, часть п.з. *Picea*, *Pinus*, *Betula, Quercus* благодаря высокой летучести также была привнесена из соседних районов, несмотря на то, что данные виды входят в состав древостоя и подроста непосредственно на участке отбора проб. По сравнению с почвенными СПС, в спектрах живых лишайников доля местной пыльцы больше, ее сохранность лучше. В почвенных СПС пыльцевые зерна накапливаются дольше, процент заносной пыльцы в них выше.

СПС хвои имеет бедный видовой состав и содержит исключительно пыльцу ветроопыляемых растений, осевшую на хвою из межкроновых и магистральных воздушных потоков. Все остальные спектры содержат пыльцу локального переноса. Преимущественно такую пыльцу продуцируют растения травяно-кустарничкового яруса. Представители семейств *Asteraceae* (в т.ч. *Artemisia*) и *Chenopodiaceae* имеют высокую пыльцевую продуктивность и летучесть, их пыльца обладает хорошей сохранностью, поэтому высока доля этих таксонов среди пыльцы трав. По сравнению с площадкой П1М в образцах с площадки П3, находящейся в глубине лесного массива, доля заносных видов меньше. Проникновению заносной пыльцы препятствует большая сомкнутость крон. Пыльцы трав в спектрах мало вследствие слабого развития травяно-кустарничкового яруса на пробных площадях. На талломах лишайников и в почвенной подстилке (горизонт F2) были обнаружены сине-зеленая водоросль *Assulina* sp., аскоспоры грибов. Споры зеленых мхов были обнаружены на 5 из 6 участков отбора проб. При этом в спектрах всех площадок присутствуют споры *Sphagnum* sp. На пробных площадках сфагновые мхи не были встречены, их споры занесены из ближайших понижений. В подстилке и верхней части гумусового горизонта (F2, F3, A1) были обнаружены угли. Их наличие указывает на прошедший пожар или пал, имевший место, вероятно, несколько десятилетий назад.

Заключение. 1. Установлено, что лишайники в течение жизни аккумулируют на своей поверхности пыльцу и споры как регионального, так локального и местного происхождения. Пыльцевые зерна на живых лишайниках в изученных пробах имеют хорошую сохранность. СПС живых лишайников более полно отражают состав окружающего фитоценоза по сравнению с почвенными спектрами. В них меньше доля заносной древесной пыльцы регионального переноса, таких как *Carpinus*, *Tilia*, *Corylus*, присутствуют п.з. травянистых видов изучаемого фитоценоза. 2. Исследованные СПС содержат заносную пыльцу растений, преимущественно древесных, и в меньшей степени травянистых. Травянистые виды с большей пыльцевой продуктивностью и сохранностью, даже при отсутствии их на пробной площадке, присутствуют в СПС. Пыльца местных таксонов трав слабо отражается в СПС, поэтому при интерпретации результатов необходимо учитывать даже единичные п.з. травянистых видов с низкой пыльцевой продуктивностью. 3. Хвоя сосны аккумулирует п.з. своего фитоценоза и регионального переноса. С лесным опадом п.з. и споры, осевшие на хвое и лишайниках, входят в состав рецентных СПС. Обращает на себя внимание высокая доля сохранившейся пыльцы, в пределах 50-60%, включая верхние почвенные горизонты, при явном преобладании пыльцы деревьев.

Авторы выражают благодарность Г.С. Еремкину и Н.Г. Прилепскому за помощь в проведении полевых исследований.

Работа выполнена в рамках государственного контракта № 2009/255 с войсковой частью 68240, 2009-2011 гг. (рук. Н.А. Березина).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Пермяков А.И.* (1966). Спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб и состав растительного покрова в районе Нижней Тунгуски // Вестник Московского Университета. Сер. VI биол., почв. № 6. С. 65-71.

2. Программа и методика биогеоценологических исследований. (1974). М.: Наука. 401 с.

3. *Хомутова В.И., Чернова Г.М.* (1998). Субрецентные спорово-пыльцевые спектры – источники информации о растительном покрове // Проблемы ботанической географии. СПб.: Изд-во СПбГУ. С. 121-131.

4. *Bryant V.M., Jr., Hall S.A.* (1993). Archeological palynology in the United States: a critique. American Antiquity. V. 58. P. 277-286.

5. *Dimbleby G.W.* (1957). Pollen analysis of terrestrial soils. New Phytologist. V. 56. No. 1. P. 12-28.

6. *Faegri K.*, *Inersen J.* (2000). Textbook of pollen analysis. 4 ed. The Blackburn Press. 328 p.

7. *Havinga A.J.* (1984). A 20-year experimental investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores in various soil types. Pollen et Spores. V. 26. P. 541-558.

8. *Holloway R.G.* (1989). Experimental mechanical pollen degradation and its application to Quaternary age deposits. Texas Journal of Science. V. 41. P. 131-145.

9. *Moore P.D.*, *Webb J.A.* (1978). An Illustrated Guide to Pollen Analysis. London. 133 p.

10. Sedimentation of Organic Particles. (1994). Ed. by A. Traverse. Cambridge University Press. 556 p.

11. *Zamora N.*, *Medeanic S.*, *Correa I.C.S.* (2008). Preliminary Study of Pollen and Spores from the Surfase Sediments in Platanares River and adjacent Regions, Costa Rica. Gravel. V. 6. No. 1. P. 47-54.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Данилова А.В.

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (ФГУП «ВНИГРИ»), Санкт-Петербург, e-mail: andanilova@gmail.com

RESULTS OF THE PALYNOLOGICAL RESEARCHES OF THE LOWER-MIDDLE PERMIAN DEPOSITS OF THE NORTH-WEST AREA, TIMAN-PECHORA PETROLEUM PROVINCE

Danilova A.V.

All-Russia petroleum research exploration institute (VNIGRI), St. Petersburg, e-mail: andanilova@gmail.com

В результате комплексного изучения пермского разреза Малоземельско-Колгуевской моноклинали (Северо-Западной часть Тимано-Печорской нефтегазносной провинции) на основании геофизических, литологических и палеонтологических данных в нижне-верхнепермских терригенных отложениях Ф.И. Енцовой и соавторами [5] были установлены местные стратиграфические подразделения: качгортская, екушанская и тельвисская свиты. По находкам характерных комплексов морских беспозвоночных (брахиоподы, фораминиферы) [1, 3, 5, 8] был обоснован возраст свит.

Качгортская свита представлена пачкой серого полимиктового песчаника или известковистого глинистого аргиллита с редкими конкрециями пирита и прослоями серого глинистого алевролита и глины. По богатым находкам фораминифер и свальбардскому комплексу брахиопод установлен уфимский возраст свиты [8].

Екушанская свита сложена зеленовато-серыми песчаниками с прослоями углей прибрежно-морского или дельтового генезиса. На северо-западе Малоземельско-Колгуевской моноклинали характерно резкое сокращение песчаных слоев, значительная кремнистость в глинисто-алевритовых породах. По мнению ряда исследователей, основанного на обнаруженных комплексах фораминифер, брахиопод и иноцерамоподобных двустворок, свита имеет уфимский возраст [8].

Тельвисская свита представлена чередованием серого полимиктового песчаника с зеленовато-серым известковистым алевролитом и серым аргиллитом, преимущественно лагунного и континентального генезиса. Отмечаются прослои серых аргиллитоподобных глин и сланцеватого матового угля. Свита выделена в объеме двух подсвит. В работе Ф.И. Енцовой и соавторов [5] нижне- и верхнетельвисская подсвиты отнесены к казанскому ярусу. В более поздней статье [8] по обильным находкам характерных для казанского яруса Арктики брахиопод и фораминифер нижнетельвисская подсвита отнесена к казанскому ярусу; а верхнетельвисская подсвита по флоре и пресноводным двустворкам - к нижнетатарскому подъярусу.

Палинологическое изучение пермского интервала разреза Малоземельско-Колгуевской моноклинали проводилось в 70-80^{-xx} гг. прошлого столетия многими исследователями [3, 4, 5], однако до настоящего времени нет единого мнения о характере и возрасте палинокомплексов, установленных в отложениях качгортской, екушанской и тельвисской свит.

В 2006 году Международная стратиграфическая схема пермской системы подверглась существенной переработке, было принято трехчленное деление перми на приуральский (нижний), биармийский (средний) и татарский (верхний) отделы. Уфимский ярус был отнесен к приуральскому отделу. Уржумский, северодвинский и вятский горизонты татарского яруса повысили до ранга ярусов, причём в составе

татарского отдела оставили только северодвинский и вятский яруса, а уржумский ярус отнесли к биармийскому отделу [9].

В связи с этим, представляются актуальными ревизия результатов палинологических исследований предшествующих лет и дополнительное изучение палинофлоры из нижне-среднепермских отложений Малоземельско-Колгуевской моноклинали с целью выделения характерных палинокомплексов.

Автором были изучены уфимско-казанские отложения скважин 1-Нарьян-Мар (инт. 1377,4 – 1242,7), 140-Колгуев (инт. 1902,0 – 1542,0 м), Песчаноозерская j, (инт. 2135,0 – 1840,0 м), Северо-Западная 202 (инт. 2710,0 – 2260,0 м), вскрывшие качгортскую, екушанскую и тельвисскую свиты. В результате проведенного исследования в изученных отложениях были установлены три палинокомплекса (ПК).

ПК I установлен в разрезе скв. 1-Нарьян-Мар (инт. 1377,4 - 1357,4 м) и скв. 140 – Колгуев (инт. 1902,0 – 1888,0 м) в отложениях верхнекачгортской подсвиты. ПК характеризуется преобладанием пыльцевых зерен (73%) над спорами и предпыльцой (антетурма Proximegerminantes). Доминируют виттатиноподобные формы вида *Ventralvitatina vittifera* (Luber) Koloda (17%). Субдоминируют *Protohaploxypinus* sp., *Vesicaspora ex. gr. magnalis* Hart, *Laricoudites* sp. Среди спор преобладают *Gondisporites nassichukii* Balme (до 27% в разрезе скв. 140-Колгуев), распространены *Neoraistrickia cornuta* Hart, *Deltoidospora subtriangularis* (Luber.) Hart, *Acanthotriletes rectispinus* (Luber.) Hart.

ПК по доминированию миоспор *Ventralvitatina vittifera* (Luber) Koloda и субдоминированию *Protohaploxypinus* sp., *Vesicaspora ex. gr. magnalis* Hart сопоставим с первым ПК, установленным Н.А. Колодой в уфимских отложениях западного Притиманья [6].

ПК II установлен в разрезах скв. 1-Нарьян-Мар (инт. 1357,4 - 1353,8 м), 140– Колгуев (инт. 1820,0 – 1635,0 м) и Песчаноозерская j (инт. 2031,0 – 2035,5 м) в отложениях екушанской свиты и нижнетельвисской подсвиты. Идентифицировать границу между екушанской и тельвисской свитами на основании палинологических данных на современном этапе и исследования невозможно.

ПК выделен по преобладанию в пыльцевой части спектров двухмешковых ребристых форм рода *Protohaploxypinus*. Субдоминируют *Piceaepollenites* sp., *Protohaploxypinus micros* Hart, *P. perfectus* Samoilovitch, *Florinites* sp., *F. luberae* Samoilovitch, *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson. Значительно содержание миоспор *Striatopodocarpites* sp., *Cordaitina* sp., *Vesicaspora* ex. gr. *magnalis* Hart, *Ventralvittatina vittifera* (Luber) Koloda, *Weylandites* sp., *Platysaccus* sp., *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoilovich) Jansonius. Среди спор распространены *Leiotriletes* sp.

По сравнению с вышеописанным комплексом палинокомплекс II отличается уменьшением количества миоспор *Gondisporites nassichukii* Balme, *Ventralvitatina vittifera* (Luber) Koloda, *Vesicaspora ex. gr. magnalis* Hart и исчезновением из спектра спор *Acanthotriletes restispinus* (Luber and Valts) Hart.

Изученный ПК по систематическому составу сопоставим с казанским миоспоровым комплексом, прослеженным Л.М. Варюхиной на севере Предуральского прогиба [2]. Комплексы коррелируются на основании преобладания в них двухмешковой пыльцы Astriatiti и Striatiti и присутствия значительного количества *Striatopodocarpites* sp., *Cordaitina* sp., *Ventralvittatina vittifera* (Luber) Koloda, *Platysaccus* sp., *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoilovich) Jansonius.

ПК III выделен в разрезах скв. 1-Нарьян-Мар (инт. 1258,5 – 1254,5 м), 140 – Колгуев (инт. 1581,0 – 1542,0 м) и Песчаноозерская j (инт. 1954,2 – 1840 м) в отложениях верхнетельвисской подсвиты. В разрезе скв. Северо-Западная 202 ПК III установлен в отложениях нижнетельвисской подсвиты (инт. 2462,0 – 2452,0 м).

Установление ПК III в разных частях тельвисской свиты, с одной стороны, может быть свидетельством возрастного скольжения нижней границы верхненетельвисской подсвиты, и, с другой стороны, возможно, состав данного комплекса зависит от фациальных условий образования вмещающих отложений.

ПК III характеризуется преобладанием миоспор *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson (до 54%), *Vesicaspora* ex. gr. *magnalis* Hart (до 17%). По сравнению с подстилающим ПК, здесь существенно увеличивается доля *Reticulatina microreticulata* (Efremova) Koloda и формы неопределенного систематического положения *Laricoidites* sp. Значительно уменьшается доля двухмешковых ребристых форм рода Protohaploxypinus*,* Vittatina-подобной пыльцы, миоспор *Piceaepollenites* sp., *Cordaitina* sp., *Reticulatina* sp. Увеличивается разнообразие спор, среди которых распространены *Krauselisporites papulatus* Virbitskas, *K. svedrupensis* Utting, *Remysporites psilopterus* Luber., *Apiculatisporis melvillensis* Utting, *Calamospora brunneola* Virbitskas.

Представленный комплекс по преобладанию миоспор рода *Vitreisporites*, *Vesicaspora*, *Krauselisporites* коррелируется с раннетатарским палинокомплексом Печорской синеклизы, изученным Л.М. Варюхиной [7].

Таким образом, в нижне-среднепермских терригенных отложениях установлены три палинокомплекса, характеризующие качгортскую, екушанскую и тельвисскую свиты на территории о. Колгуев. По находкам морской фауны и полученным спорово-пыльцевым данным можно уверенно датировать возраст качгортской свиты уфимским, а возраст нижнетельвисской подсвиты - казанским. По результатам проведенного исследования открытым остается вопрос о ярусной принадлежности екушанской свиты и верхнетельвисской подсвиты.

Надежная возрастная датировка в дальнейшем позволит использовать установленный палинокомплекс I при проведении межрегиональной корреляции разнофациальных отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бро Е.Г., Преображенская Э.Н., Ронкина З.З и др*. (1988). Параметрические скважины на острове Колгуев // Советская геология. №3. С. 82 – 88.
2. *Варюхина Л.М.* (1971). Споры и пыльца красноцветных и угленосных отложений перми и триаса Северо-Востока европейской части СССР. Л.: «Наука». 158 с.
3. *Варюхина Л.М.* (1977). Миоспоры из пермских отложений острова Колгуев // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар: Ин-т геологии КФ АН СССР. С 68 – 73.
4. *Варюхина Л.М., Канев Г.П., Колода Н.А. и др.* (1981). Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми севера европейской части СССР. Л.: «Наука». 160 с.
5. *Енцова Ф.И., Тельнова В.Д., Гриченко С.Г., Домбровская Х.Р., Фирер Г.М.* (1981). Пермские отложения острова Колгуев // Советская геология. № 9. С. 70 – 76.
6. *Колода Н.*А. (1977). Уфимские миоспоры западного Притиманья и Среднего Приуралья // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар: Ин-т геологии КФ АН СССР. С. 62 – 67.
7. Практическая палиностратиграфия (1990). // Под. ред. Пановой Л.А., Ошурковой М.В., Романовской Г.М. Л.: Недра. 348 с.
8. *Преображенская Э.Н., Устрицкий В.И., Бро Е.Г.* (1995). Палеозойские отложения острова Колгуев (Баренцево море) // Стратиграфия, геологическая корреляция. Т. 3. № 5. С. 75 – 85.
9. Стратиграфический кодекс (2006). Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 96 с.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПОБЕРЕЖЬЯ ВОСТОЧНО-КОРЕЙСКОГО ЗАЛИВА В ГОЛОЦЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Евстигнеева Т.А.
Биолого-почвенный институт Дальневосточного отделения РАН (БПИ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: melnikova@ibss.dvo.ru

VEGETATION OF COAST OF EAST KOREAN BAY IN HOLOCENE (PALYNOLOGICAL DATA)

Evstigneeva T.A.
Institute of Biology and Soil Science of Far Eastern Branch of Russian Academy of Science (IBSS FEB RAS), Vladivostok, e-mail: melnikova@ibss.dvo.ru

История развития растительности Корейского полуострова в голоцене на основе палинологического анализа рассмотрена в многочисленных публикациях [12, 8, 20, 9, 10, 19, 11], однако большинство работ посвящено южной части полуострова. Автором проведена реконструкция растительности северо-восточного побережья Корейского полуострова за последние 10 тыс. лет.

Побережье Восточно-Корейского залива Японского моря относится к Японо-Корейской провинции Восточно-Азиатской флористической области [6]. Климатические условия побережья определяет Азиатский муссон. Для него характерны сезонные изменения направления ветра, температуры воздуха и выпадения осадков. Зимой преобладают северные и северо-западные холодные сухие ветры. Средняя температура января до −21 °С. Летом ветры меняют направления на южное и юго-восточное. Они приносят на сушу воздух, содержащий много влаги, что вызывает обильные осадки (до 1500 мм/год). Средние температуры июля до +22 °С [1]. Рельеф побережья гористый, со средними высотами горных массивов до 2000 м. Равнинные участки приурочены к береговой зоне. Растительность представлена листопадными широколиственными лесами теплоумеренного типа [15]. Основной фон этих лесов образован дубами. Верхний предел распространения широколиственных лесов приходится на высоты 1400-1600 м. Выше лиственного пояса обычно распространяются хвойные леса.

Материалом для палинологического исследования послужили осадки колонок, отобранных в шельфовой зоне Восточно-Корейского залива. Для разрезов получено несколько радиоуглеродных датировок (колонка 2747 - 4440 л.н. на глубине 35-42 см и 7750 л.н. - 120-130 см), свидетельствующие, что изученные отложения формировались в конце позднего плейстоцена – голоцене [2].

В палиноспектрах пыльца деревьев, трав и спор обнаружена практически в равных соотношениях. Это свидетельствует о том, что в течение всего времени седиментации исследуемых отложений, на прилегающей территории господствовала лесная растительность. В целом, в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца *Pinus* s/g *Diploxylon* (2,1-79,2%), *Quercus* (7,6-49,3%), *Pinus* s/g *Haploxylon* (2,1-26,5). Менее представительны *Abies* (0,4-7,4%), *Picea* (1,7-9,7%), *Alnus* (0,4-12,5), *Betula* (3,3-20,9%), *Corylus* (0,7-12,4%). *Juglans, Salix* и *Tilia* обнаружены в количестве менее 5%. Спорадически и единично встречены зерна *Ephedra, Ulmus, Fagus, Castanea, Carpinus, Myrica, Carya, Acer, Syringa, Cornus, Euonymus*. Пыльца трав, в основном, представлена единичными зернами. Исключения составляют *Chenopodiaceae* (до 14,7%), *Compositae* (до 61,8%), *Graminea* (до 31,6%). Среди спор постоянно доминируют *Polypodiaceae*. На основании детального анализа изменения содержания пыльцы и спор в осадках было выделено три спорово-пыльцевых комплекса (Рис.1), которые были сопоставлены с климатостратиграфическими фазами голоцена [7]. Полученные данные контролируются результатами микрофаунистических анализов [2].

Диатомовая экозона	Экозона фораминифер	Палинокомплексы	Климато-стритиграфические фазы голоцена
-	-	-	SAt
Actinocyclus octonarius – Odontella aurita	*Eggerella advena – Nonionella pulchella*	III Доминанты:*Pinus s/g Diploxylon*	SBo
Cyclotella striata	*Buliminella elegantissima – Retroelphidium subgranulosum*	II Доминанты: *Quercus*	At
Actinoptychus undulatus – Campylodiscusecheneis	*Cribroelphidium asterineum – Crribroelphidium etigoense*	I Доминанты: *Quercus Betula*	Bo
Thalassiosira bramaputrae – Paralia sulcata	*Nonionella pulchella – Buccela frigida*	*Abies+Picea+Pinus s/g Haploxylon*	PBo

Рис. 1. Сопоставление микрофаунистических экозон с палинокомплексами и климатостратиграфической шкалой.

К сожалению, в отложениях не удалось выявить спорово-пыльцевые спектры, характеризующие субатлантическую фазу. Это вероятнее всего связано с тем, что место отбора колонки находится в активной гидродинамической зоне.

Выделенные палинокомплексы отражают этапы развития растительности прилегающего побережья Восточно-Корейского залива в голоцене.

В пребореальную и бореальную фазы голоцена (10300-8000 л.н.) на побережье господствовали дубово-березовые леса. Хвойные леса из *Abies, Picea, Pinus s/g Haploxylon* занимали более высокие пояса в горах. Открытые участки прибрежной зоны и речные долины покрывала луговая растительность. Полынь занимала верхние участки сухих, прогреваемых солнцем прибрежных склонов. Около 9000 л.н. фиксируется максимальное содержание (до 380 ppm) CO_2 в атмосфере [14, 13] и увеличение притока солнечной радиации в северном полушарии в летний период [16]. В июне ее поступление на земную поверхность превышало современное на 7%. Однако, несмотря на довольно теплое лето, холодные зимы не позволяли активно развиваться большинству теплолюбивых растений.

Атлантическая фаза (8000-4500 л.н.) соответствует климатическому оптимуму голоцена. Более равномерное поступление солнечной радиации по сезонам приводит к снижению годовой амплитуды температур: июльские температуры несколько снижаются, а январские – возрастают [16]. В целом, среднегодовые температуры были на 2-3є С выше современных [17] и на побережье господство получают широколиственные дубовые леса. Значительно снижается участие мелколиственных пород. В горах сокращаются площади, занятые темнохвойными лесами. В прибрежной зоне деградируют луговые сообщества, что вероятнее всего было связано с подъемом уровня Японского моря на 2-6 м выше современного, воды которого затопили прибрежные равнины [2]. Севернее Восточно-Корейского залива, в заливе Петра Великого, по долинам крупных рек воды Японского моря проникли вглубь суши на 20-36 км [4], а температура его поверхностных вод поднялась на 1-2^0 С выше современной [5]. Теплое Цусимское течение достигало северного побережья о. Хоккайдо и

проникало через пролив Лаперуза в Охотское море [18]. Восточно-Корейское течение доходило до 40^0 с.ш., оттесняя воды холодного Приморского течения [3].

В суббореальную фазу (4500-2500 л.н.), в лесах на побережье Восточно-Корейского залива продолжилось сокращение холодолюбивых хвойных и листопадных широколиственных пород. Одновременно в лесных ассоциациях увеличилось участие *Pinus* subgen. *Diploxylon* (вероятнее всего *P.densiflora*). В травянистых сообществах несколько возросла роль семейств Compositae и Chenopodiaceae. Эти изменения могут свидетельствовать не только о похолодании климата, но и об интенсивном антропогенном воздействии, а именно, о вырубке лесов на побережье и в нижнем поясе гор и о сельскохозяйственном использовании территории [11].

Таким образом, на основании анализа палинологического материала были установлены основные фазы развития растительного покрова побережья Восточно-Корейского залива в голоцене. В целом, полученные данные отражают общий ход климатических изменений в это время.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН и ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дроздов О.А. и др.* (1989). Климатология. Л.: Гидрометеоиздат. 568 с.

2. *Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Марков Ю.Д и др.* (2008). Осадки затопленных долин прибрежной части шельфа Восточно-Корейского залива - индикаторы палеогеографических условий в голоцене // Тихоокеанская геология. № 3. С. 74-93.

3. *Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С.* и др. (1994). Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое. Владивосток. Деп. ВИНИТИ № 1149-В94. 78с.

4. *Марков Ю.Д.* (1983). Южноприморский шельф Японского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 128 с.

5. *Плетнев С.П.* (1985). Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 112 с.

6. *Тахтаджан А.Л.* (1978). Флористические области Земли. Л.: Наука. 247 с.

7. *Хотинский Н.А.* (1977). Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 200 с.

8. *Chang C.H., Kim C.M.* (1982). Late Quaternary vegetation in the lakes of Korea // Korean J. Botany. V. 25. P. 37-53.

9. *Choi K.R.* (1998). The post-glacial vegetation history of the lowland in Korean Peninsula // Korean J. Ecology. V. 21. P. 169-174.

10. *Chung C.H.* (2006). Vegetation and climate changes during the Late Pleistocene to Holocene inferred from pollen record in Jinju area, South Korea // Geoscienes Jornal. V. 10. No. 4. P. 423-431.

11. *Fujiki T., Yasuda Y.* (2004). Vegetation history during the holocene from Lake Hyangho, northeastern Korea // Quater. Int. V. 123-125. P. 63-69.

12. *Jo W.* (1979). Palynological studies on post glacial age in eastern coastal region, Korea peninsula // Quarterly J. Geography. V. 33. P. 23-35.

13. *Lorius C., Jouzel J., Ritz R.* (1985). A 150,000-year climatic record from Antarctic ice // Nature. V. 316. № 6029. P. 591–596.

14. *Neftel A., Oeschger H., Schwander J.* (1982). Ice core sample measurements give atmospheric CO_2 content during the past 40,000 yr. // Nature. V. 295. № 5831. P. 391–394.

15. *Okumura S.* (1974). Forest of Korean Peninsula. Doi Ringaku Shinkokai, Tokio. 309 p.

16. *Prell W.L., Kutzbach J.E.* (1987). Monsoon variability over the past 150,000 years // J. Geophysical Research. V. 92. P. 8411-8425.

17. *Sohn P.K.* (1984).The paleoenvironment of middle and upper Pleistocene Korea // The Evolution of the East Asian Environment / R.P. Whyte (ed.). Univ. Hong Kong, Hong Kong. V. 4. P. 877-893.

18.*Taira K.* (1992). Holocene Palaeoceanographic Changes in Japan // Reports Taisetsuzan Inst. Sci. No. 27. P. 1-7.

19. *Yi S., Nam S.I., Chang S.W., Chang J.H.* (2004). Holocene environmental changes in the tidal sediments of west coast of south Korea inferred from pollen records // J. Geol. Soc. of Korea. V. 40. P. 213-225.

20. *Yoon S.O., Jo W.R.* (1996). The late Quaternary environmental in Youngyang Basin, southeastern part of Korea Peninsula // The Korean Geographical Society. V. 31. P. 447-468.

ДИАГНОСТИКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ДЕСТАБИЛИЗАЦИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ СУБРЕЦЕНТНОЙ ПЫЛЬЦЫ

Кочубей О. В.
Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург, e-mail: slavyanskok@yandex.ru

DIAGNOSTICS OF ECOLOGICAL DESTABILIZATION OF ENVIRONMENT ON THE BASIS OF STUDYING OF MORPHOLOGICAL FEATURES OF SUBFOSSIL POLLEN

Kochubey O. V.
All-Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI), St. Petersburg, e-mail: slavyanskok@yandex.ru

Экологическое состояние окружающей среды отдельной территории определяется совокупностью многих факторов воздействующих на нее. На сегодняшний день наибольшее значение, вероятно, имеет антропогенный фактор, поскольку именно он определяет уровень загрязненности и степень нарушенности компонентов природной среды [1].

По результатам ранее проведенных работ многими авторами установлено, что генеративная сфера растений одна из первых реагирует на изменения, происходящие в окружающей среде, следствием чего являются изменения некоторых морфологических структур пыльцевых зерен и их стерильность [3;5]. Это свидетельствует о том, что пыльца высших растений является хорошим индикатором качества окружающей среды. В связи с этим, нам показалось актуальным с помощью метода палиноиндикации качества окружающей среды [4] детально исследовать качественные и количественные изменения генеративной сферы растений, произрастающих на территории Кумжинского месторождения, имеющего драматическую историю, с тяжелыми экологическими последствиями. С нашей точки зрения, это позволило бы выявить не только наличие благоприятных/неблагоприятных условий для живых организмов, но и определить степень устойчивости тундровых растительных сообществ в природно-техногенной среде. С этой целью, в 170-ти метрах к северо-востоку от аварийной скважины «Кумжа-9», была отобрана почвенная колонка, представленная глинисто-песчанистыми отложениями мощностью 15 см. Для палинологических исследований из нее были отобраны 15 образцов (последовательно: 1 см почвы = 1образец). Обработка материала производилась по модифицированной методике Поста с применением пирофосфата натрия и плавиковой кислоты. (Дзюба, 1984).

Исследование и микрофотографирование пыльцы производилось с помощью светового микроскопа (СМ) марки «Leica DLMS» с использованием системы анализа изображений «Видео-Тест».

Пыльцевые зерна и споры, по возможности, определялись до таксона ранга семейства и рода. При изучении палинологического материала особое внимание уделялось наличию/отсутствию тератоморфных пыльцевых зерен и спор. Подсчет содержания пыльцы в спектрах производился общепринятым методом [6]. Кроме того, в каждом образце фиксировалось количество патологически развитых пыльцевых зерен, а также производился анализ их морфологических особенностей.

Результатом детального палинологического исследования образцов, отобранных из почвенной колонки, стала спорово-пыльцевая диаграмма (Рис. 1), в которой отражена не только смена видового состава растений в спектрах, но и количественные показатели содержания тератоморфных пыльцевых зерен в каждом из изученных образцов.

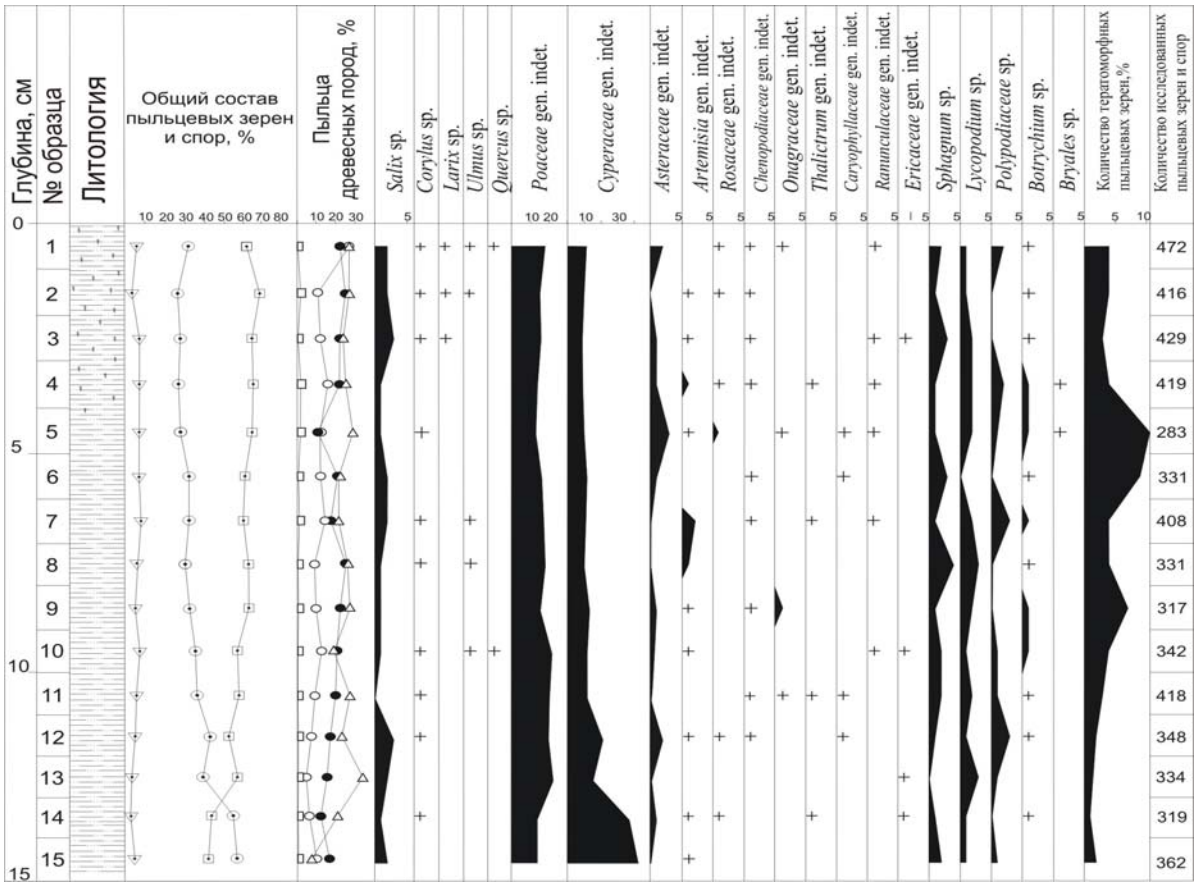


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма почвенной колонки, отобранной на территории Кумжинского месторождения.

Необходимо отметить, что в спектрах всех вышеописанных образцов зарегистрировано наличие древней переотложенной пыльцы и спор, в частности cf. *Vesicospora* sp., cf. *Platysoccus* sp., cf. *Cordaitina* sp., cf. *Vittatina* sp., cf. *Podocarpus* sp., что, вероятно, свидетельствует об эрозионно-промывном режиме аллювиальных тундровых почв в пределах территории исследования. По-видимому, этот факт также объясняет относительно невысокое содержание тератоморфных пыльцевых зерен в изученных образцах почвенного разреза. Тем не менее, полученные нами результаты позволяют сделать следующие выводы.

Выделен слой отложений на глубине 4-10см, где четко зафиксировано два максимума содержания (9% и 11% соответственно) тератоморфной пыльцы, как заносной (пыльцы древесно-кустарничковых растений, принесенной с других территорий), так и локальной (пыльцы травянистых и кустарничковых растений, оседающей, как правило, на территории произрастания растения-продуцента). Выявленные патологии морфологического строения этих пыльцевых зерен, позволяют предположить (на основании данной и ранее опубликованных работ [3;4;6,]) о наличии на исследованной и сопредельных территориях агрессивных условий среды в результате интенсивного антропогенного вмешательства, вероятно, связанного с разработкой и эксплуатацией Кумжинского газо-конденсатного месторождения.

Следует отметить, что полученные нами результаты находят свое подтверждение в работах других авторов [7]. В частности, по результатам палинологического исследования поверхностных проб, отобранных в 2004 году на территории Кумжинского месторождения, О. Ф. Дзюба были выявлены многочисленные патологически развитые (тератоморфные) пыльцевые зерна высших растений (до

100%), в том числе *Pinus* sp., *Betula* sp,. *Ericaceae* gen. indet., *Rosaceae* gen. indet., *Artemisia* gen. indet. и т. д.. Кроме того, в фоновых образах автору удалось выявить лишь 12 пыльцевых зерен и спор, среди которых 4 оказались тератоморфными. Результаты проведенной работы свидетельствовали о том, что не только площади, непосредственно исследованные авторами, но и сопредельные с ними (что подтверждалось наличием в спектрах занесенной тратоморфной пыльцы), являются территориями серьезного экологического риска.

Таким образом, в связи с высокой скоростью омоложения почв (0,3-1,5 см в год), обусловленных эрозионно-аккумулятивными процессами в пойме р. Печоры [2], восстановление растительности на территории исследования происходит быстрыми темпами, тем не менее, воздействие на нее негативных факторов в недалеком прошлом оставило свой отпечаток на физиологическом состоянии растений, которые до сих пор продуцируют значительное количество патологически развитой пыльцы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Губайдуллин М.Г.* (2003). Геоэкологическая оценка и прогноз состояния территории при освоении минерально-сырьевых ресурсов Европейского Севера России. Дисс. ... д-ра геол.-минерал. наук. Архангельск. 402 с.

2. *Денева С.В.* (1999). Нефтезагрязненные почвы условий р. Печора // Всерос. студенческая конф. «Почва, экология, общество» (СПб, 1-4 марта 1999 г.). СПб. С. 106.

3. *Дзюба О.Ф.*(1999). Палиноморфология как звено в цепи экологического мониторинга//Экология. Нормативно-методические и правовые основы создания постоянно действующей службы нефтегазового экологического мониторинга и принципы ее финансового обеспечения. СПб: Изд-во ВНИГРИ. С. 57-79.

4. *Дзюба О.Ф.* (2006). Палиноиндикация качества окружающей среды. СПб.: Недра. 198 с.

5. *Мейер-Меликян Н. Р., Кефишина Т. А.* (1993). Структура оболочки пыльцевых зерен Dactylis glomerata L. – надежный объект мониторинга на степень загрязнения окружающей среды // Палинология и проблемы детальной стратиграфии. Тез. VII Палинологической конф. Саратов. С. 57.

6. Пыльцевой анализ (1950) // Покровская И.М. (ред.) М.: Госгеолитиздат. 553с.

7. *Dzyuba O.F.* (2006). Pollen from surface samples as an environmental indicator // Paleontolog. journal. M. V. 40. Suppl 5. P. 584 - 589.

Таблица 2

Тератоморфные пыльцевые зерна, выделенные из почвенной колонки, отобранной на территории Кумжинского месторождения (близ аварийной скважины “Кумжа - 9”, сбор 8.11. 2010г.)

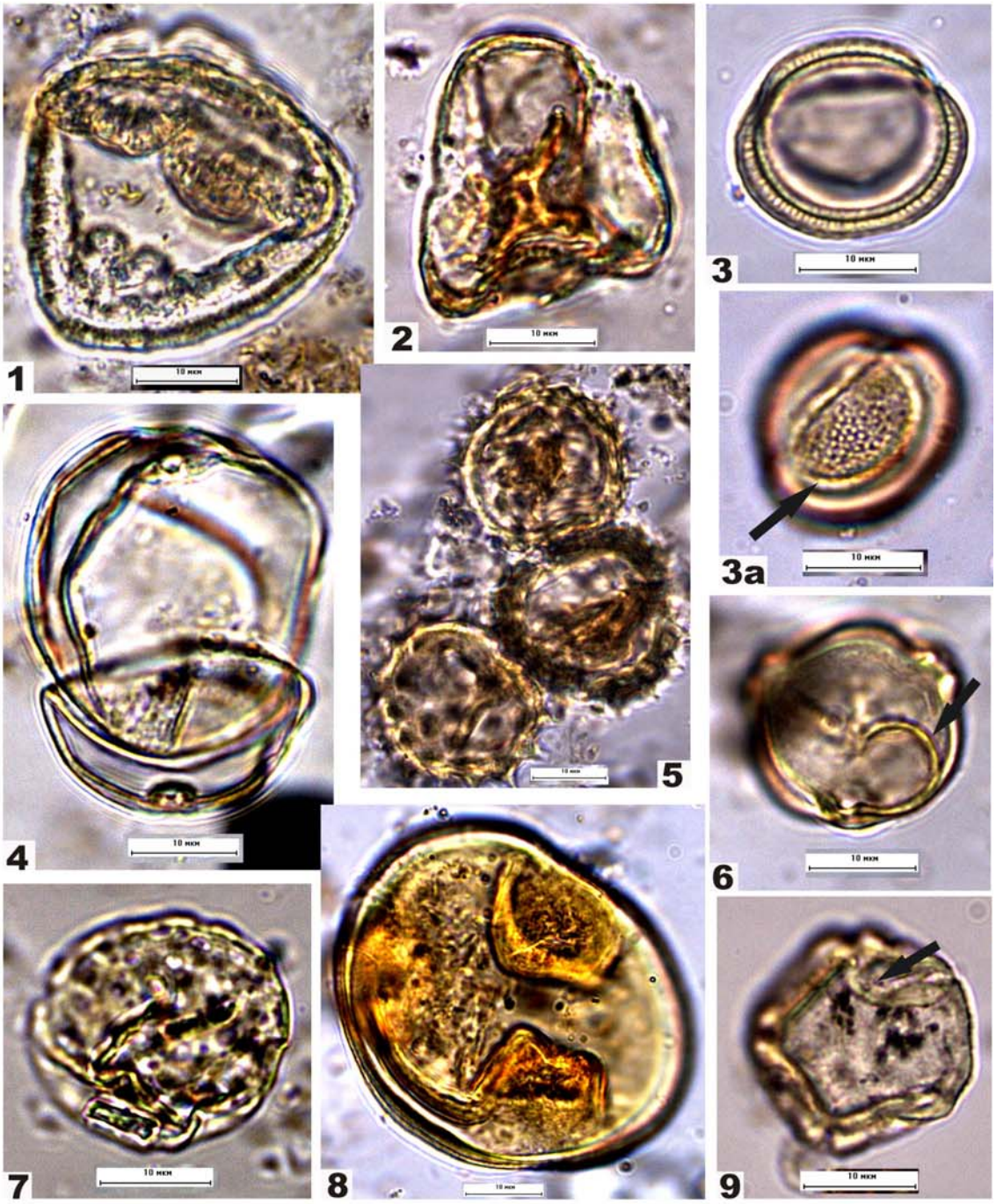


Рис. 1. Диссимметрия пыльцевого зерна (п. з.) *Pinus* sp., оба мешка в разной степени редуцированы (обр. 1КМ, гл. 0-1 см). **Рис. 2.** Смятое п. з. *Cyperaceae* gen. indet. Хорошо виден тетрадный рубец на поверхности п. з. (обр. 10 КМ, гл. 9-10 см). **Рис. 3-3а.** Двухразнобороздное п. з. *Artemisia* gen. indet. Стрелкой указана замкнутая борозда (обр. 5КМ, гл. 4-5 см). **Рис. 4.** Нераспавшаяся диада п. з. *Poaceae* gen. indet (обр. 3КМ, гл. 2-3 см). **Рис. 5.** Нераспавшаяся триада п. з. *Asteraceae* sp.(обр. 5КМ, гл. 4-5см). **Рис. 6.** П. з. *Betula* sp., стрелкой указан нетипичный вырост на поверхности п. з.(обр. 5КМ, гл. 4-5 см). **Рис. 7.** Смятое п. з. *Chenopodiaceae* gen. indet., хорошо видна нетипично тонкая экзина (обр. 4КМ, гл. 3-4 см). **Рис. 8.** Деформированное п. з. *Onagraceae* gen.indet. Хорошо видны закрытые апертуры (обр. 1КМ, гл. 0-1 см). **Рис. 9.** П. з. *Alnus* sp. с утолщенной экзиной. Стрелкой указана нетипичная складка на мезокольпиуме (обр. 5КМ, гл. 4-5 см).

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ – ВАЖНЕЙШАЯ ПАЛЕОФИТОЦЕНОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОБЛЕМА

Леунова В.М., Березина Н.А., Мещеряков М.А.
Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: dashal@mail.ru

STUDIES OF SURFACE SPORE-POLLEN SPECTRA IS AN IMPORTANT PALEOPHYTOCENOLOGICAL PROBLEM

Leunova V.M., Berezina N.A., Mesheryakov M.A.
Lomonosov Moscow State University (MSU), Moscow, e-mail: dashal@mail.ru

Исследование поверхностных спорово-пыльцевых спектров (СПС) и сравнение их с растительностью – важнейшая методическая проблема; работы предпринимались в разных регионах России и за рубежом, в первую очередь в палеогеографических целях (для реконструкции общих закономерностей развития природы голоцена). Еще в 1985 г. В.П. Гричук отмечал, что исследования состава субфоссильных СПС проведены практически на всей территории СССР [6]. Палеоботаническими материалами наиболее полно охарактеризовано пространство современной лесной зоны [6]. В.П. Гричук указывал также на перспективность привлечения данных о находках спор папоротникообразных для изучения истории растительного покрова. Данные о географических элементах современной флоры папоротникообразных (среди них есть и космополитные и эндемичные элементы) могут быть использованы при интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа (СПА) в различных аспектах [7]. Для палеогеографических исследований в первую очередь исследовались СПС обширных открытых местообитаний, в которых преобладал региональный пыльцевой компонент, отражающий растительность крупных территорий (зоны, подзоны, региона). Такие СПС характеризовались как адекватные [8]. Наибольшую ценность с этой точки зрения представляют СПС аллювиальных отложений крупных рек с высокой степенью обобщения спектров. СПС с преобладанием локального компонента (так называемые «дезекватные» СПС) выбраковывались при палеогеографических исследованиях основных этапов развития природы в голоцене и при построении средних спорово-пыльцевых диаграмм (СПД). В результате материалов для палеофитоценологических целей к настоящему времени собрано недостаточно. СПС с преобладанием локального компонента характеризуют конкретные фитоценозы, что позволяет изучать историю конкретных местообитаний, часто очень разнообразную, отражающую как естественные смены, так и антропогенные воздействия (вырубки, палы, распашки и пр.), и дальнейшие сукцессионные процессы (луговые стадии, зарастание вырубок и пашен, формирование вторичных лесов, восстановление коренных).

В настоящее время в СПА существует два основных направления: палеогеографическое и палеофитоценологическое. Наши исследования поверхностных СПС проходили в Москве и Московской области в русле палеофитоценологических исследований. В СПС открытых местообитаний (всегда с преобладанием регионального компонента) наибольшее внимание уделялось локальному пыльцевому компоненту. На лугах это пыльца специфических луговых трав, пашенные, пастбищные сорняки и др. СПА закрытых (лесных) местообитаний дает материал по истории конкретных участков (формы антропогенного воздействия, сукцессионного процесса). Наиболее информативны результаты СПА малых лесных болот, так как они характеризуются стратификацией торфяных отложений. Их поверхностные СПС адекватны окружающей растительности: преобладает пыльца деревьев и трав, которые окружают приемный бассейн. Присутствие в СПС пыльцы специфических болотных

растений вычленяется, что важно для интерпретации результатов анализа. Ценный материал для изучения истории конкретных местообитаний дает СПА лесных почв. С 2006 по 2010 гг. нами были собраны поверхностные образцы, сопровождаемые геоботаническими описаниями. В Московской области образцы были собраны во всех 8 ботанико-географических районах, выделенных П.А. Смирновым, в разных фитоценозах: открытых (луга, вырубки, болота, залежи) и закрытых (березняки, дубрава, ельники, липняк, осинник, сосняки, посадки лиственницы и др.).

Поверхностные образцы представляли собой верхний минеральный слой почвы, лесную подстилку, а также 3-х летние побеги зеленых и сфагновых мхов, соответствующие 3-летней аккумуляции пыльцы. Кроме того, в 2009-2010 гг. в разных фитоценозах были экспонированы пыльцеуловители Таубера, представляющие одногодичную аккумуляцию пыльцы. Пыльцеуловители были экспонированы в Москве в ботанических садах и лесопарках, в области – в фитоценозах в окрестностях почвенно-экологического стационара МГУ «Чашниково» и на Звенигородской биологической станции МГУ. Годичная аккумуляция пыльцы в пыльцеуловителях Таубера дала спектры, отличающиеся от осредненных многолетних. Основная причина, по нашему мнению, заключается в неравномерности пыления растений по годам. В 2010 г. в ловушках преобладала пыльца березы, которая пылит ежегодно, а раз в 2-3 года пылит обильно [11]. Другие древесные породы пылят периодически: в условиях средней полосы европейской части России дуб – раз в 5-6 лет [10], ель – раз в 3-4 года [5]. СПС лесных мхов (3х- летняя аккумуляция пыльцы, [9]) содержали пыльцу разных деревьев и сравнительно мало пыльцы березы. Лесная подстилка (ее возраст примерно равен возрасту древостоя [4]) содержит многолетнюю аккумуляцию, и, помимо пыльцы деревьев, содержала значительные количества пыльцы трав и споры папоротников, плаунов, мхов. Специфической особенностью СПС лесных фитоценозов является меньшее по сравнению с открытыми местообитаниями количество пыльцы. По нашим исследованиям, аккумуляция пыльцы на единицу площади (100 кв. см) за 1 год на открытом болотном пространстве на порядок больше, чем под пологом леса [3]. Пыльца уносится ветром с пылящих верхних частей крон, оседая на открытых пространствах. Кроме того, значительная часть пыльцы, попавшей под полог, прочно удерживается хвоей, на ветках и стволах и в течение многих лет не попадает на почву. Для отделения пыльцы от хвои и веток требуется обработка 10% щелочью (метод Поста) или, в случае обилия минеральной пыли (в Москве и зонах рекреации), необходим ацетолизный метод с применением тяжелой жидкости. Для минеральных образцов почв важно оценить степень разрушения и сохранности пыльцы, особенно в почвах с присутствием карбонатов кальция. В карбонатных почвах пыльцы очень мало, на ней – следы физического, химического и биохимического разрушения [1, 2]. Учет степени и форм разрушения пыльцы при СПА дает дополнительную информацию. После длительного пребывания в атмосфере и переноса на большие расстояния, процент разрушенной пыльцы в спектрах, особенно хвойных, очень высок, часто встречаются отдельные фрагменты пыльцевых зерен. Поверхностные СПС вырубок, для которых обычны резкие колебания температуры и влажности, также отличаются повышенным содержанием разрушенной пыльцы хвойных по сравнению с пыльцой из поверхностных образцов, взятых из-под полога леса. Поверхностные спектры ельников содержали разное количество пыльцы доминирующей породы: от долей процента (в молодых посадках) до 30% и выше. Наличие пыльцы ели 30% и более характеризует хорошо развитый еловый лес с сомкнутостью крон 0,4-0,5. Пыльца сосны и березы, обильная и высоколетучая, присутствовала в большинстве спектров. В осинниках пыльца осины присутствовала только в годичных спектрах пыльцеуловителей Таубера.

Поверхностные спектры осинников пыльцы осины не содержали. При отсутствии в СПС пыльцы доминирующей лесообразующей породы поверхностные спектры осинников, помимо присутствия пыльцы других деревьев, содержали относительно большое количество пыльцы лесных трав, что и может индицировать осинник. Споры папоротников семейства *Polypodiaceae* характерны для лесных местообитаний; болотный вид *Thelipteris palustris* обычен для низинных и переходных болот. Обилие орляка (*Pteridium aquilinum*) – индикатор хозяйственной деятельности человека, так как обильно разрастается после вырубок во вторичных лесах. С нарушенными местообитаниями связаны СПС с обилием рудеральных видов. Безлесные рудеральные местообитания характеризуются обилием пыльцы деревьев (как все местообитания лесной зоны), однако индицируют такие местообитания в первую очередь пыльца маревых и сложноцветных (*Artemisia*, *Asteroideae*, *Cichorioideae*), которые, имея массивную прочную экзину, сохраняются в различных почвах.

Работа выполнена в рамках государственных контрактов с войсковой частью 68240 № 2009/255 (2009-2011) и № 2011/295 (2011-2014), руководитель работ Н.А. Березина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Березина Н.А.*, *Гольева А.А*., *Кривохарченко И.С*. (2001). К вопросу об истории растительности Звенигородской биостанции МГУ. Труды Звенигородской биологической станции. Т.3. М. С. 38-60.

2. *Березина Н.А*., *Тюремнов С.Н.* (1967). О сохранности пыльцы в отложениях голоцена // Вестник Московского Университета. Серия биол., почв. № 4. С. 74-86.

3. *Березина Н.А.*, *Богатырев Л.Г.*, *Леунова В.М.* (2008). Изучение поверхностных спорово-пыльцевых спектров в целях интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа // Труды XII Всероссийской научной палинологической конференции «Палинология: стратиграфия и геоэкология», Санкт-Петербург, 29 сентября-4 октября 2008. СПб. Т. 1. С. 153-155.

4. *Богатырев Л.Г.* (1996). Образование подстилок – один из важнейших процессов в лесных экосистемах // Почвоведение. № 4. С. 501-511.

5. *Глазов М.В.* (2004). Роль животных в экосистемах еловых лесов. М.: Пасьва. 239 с.

6. *Гричук В.П.* (1985а). Итоги изучения истории флоры и растительности на территории СССР и задачи дальнейших работ // Палинология четвертичного периода. М.: Наука. С. 5-24.

7. *Гричук В.П.* (1985б). Географические элементы флоры папоротникообразных, произрастающих на территории СССР // Палинология четвертичного периода. М.: Наука. С. 184-213.

8. *Гричук В.П.*, *Заклинская Е.Д.* (1948). Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М. 223 с.

9. *Корчагин А.А.* (1960). Определение возраста и длительности жизни мхов и печеночников // Полевая геоботаника. Т.2. М.-Л.: Изд-во АН СССР. С. 279-314.

10. *Шиманюк А.П.* (1967). Дендрология. М.: Лесная промышленность. 334 с.

11. *Poska A.*, *Pidek J.A.* (2007). Estimating spatial scale of pollen dispersal in the semi-cultural landscape of the Rostocze region (SE Poland) // Pollen monitoring programm. 6 International meeting. 3-9 June 2007. Riga. Pp. 69-73.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ПОЛЯРНАЯ ЧУКОТКА), СИНХРОННЫХ 31 ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОЙ СТАДИИ

Ложкин А.В.[1], Андерсон П.М.[2]

[1]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институту ДВО РАН, Магадан, e-mail: lozhkin@neisri.ru

[2]Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США, e-mail: pata@u.washington.edu

ELGYGYTGYN LAKE (POLAR CHUKOTKA): PALYNOLOGICAL DATA FROM ISOTOPE STAGE 31 SEDIMENTS

Lozhkin A.V.[1], Anderson P.M.[2]

[1]Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, RAS, Magadan, e-mail: lozhkin@neisri.ru

[2]Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, , e-mail: pata@u.washington.edu

Непрерывная пыльцевая летопись осадков оз. Эльгыгытгын включает пыльцевые зоны, характеризующие потепление климата в интервале, соответствующем 31 изотопной стадии.

Оз. Эльгыгытгын находится в кратере диаметром 18 км, образовавшемся при падении метеорита 3,6 млн. л. н. за Полярным Кругом Чукотки в районе с координатами 67є 30ґ с. ш., 172є 05ґ в. д. Размеры озера 12-14 км; абсолютная отметка поверхности воды 489 м. Окружающие озеро вершины Анадырского плоскогорья поднимаются до 600-1000 м. Крутые на севере и западе и относительно пологие на востоке и юге склоны заняты кустарничково-лишайниковой тундрой с низкорослыми ивами на защищенных участках. Центральная часть озера (9 км в диаметре) имеет ровное дно с глубинами до 173 м. В разные годы здесь были пройдены скважины, вскрывшие алевриты, на некоторых уровнях с прослоями тонкозернистого песка и вулканического пепла [4].

С октября 2008 г. по май 2009 г. международная экспедиция «El'gygytgyn Drilling Project" подняла керн в центральной части озера, вскрыв 317 м озерных осадков и около 200 м подстилающих импактных пород. В настоящее время обработка полевых материалов продолжается в Германии, России, США. Палинологические исследования осадков оз. Эльгыгытгын осуществляются в Северо-Восточном КНИИ ДВО РАН и Кёльнском университете. Состоявшееся в мае 2011 года VI Международное совещание (Массачусетский университет) по буровому проекту оз. Эльгыгытгын, принимая во внимание большой объем аналитических работ, предусмотрело в качестве одного из этапов исследований представление материалов по межледниковым стадиям. Границы выделенных пыльцевых зон и их сопоставление с изотопными стадиями определяли экстраполяция радиоуглеродных и оптико-люминесцентных датировок и данные палеомагнитного анализа. Учитывая рекомендации совещания, мы рассматриваем результаты палинологического анализа образцов из осадков озера в интервале 43,55 – 44,61 м, соответствующем 31 морской изотопно-кислородной стадии. Изотопная стадия 31 отвечает нижней границе палеомагнитного эпизода Jaramillo (0,99-1,07 млн. л. н.), установленного в этом интервале.

Характеризующие озерные осадки, синхронные 31 изотопной стадии, спорово-пыльцевые спектры сравнительно близки по составу древесных и кустарниковых растений, а также второстепенных травянистых и кустарничковых таксонов. Подавляющее количество пыльцевых зерен в спорово-пыльцевых спектрах продуцировано древесными породами. Их содержание вместе с пыльцой кустарников может достигать 90% от суммы всех микрозерен. Количество пыльцы трав, хотя и

разнообразной по составу и подчеркивающей различные экологические требования, не превышает в спектрах 10%. Среди спор встречаются характерные для березовых и хвойных лесов *Lycopodium annotinum*, *L. selago*, *L. complanatum*, *Sphagnum*.

Доминирующая в спектрах пыльца *Betula* (36%) и *Alnus* (40%) отражает развитие березово-ольховых лесов. Пыльцевые спектры также показывают, что в состав лесов входили такие хвойные деревья, как лиственница, пихта, ели из секции Omorica (до 7%, вероятно, *Picea ajanensis*), ели из секции Eupicea (максимум пыльцы *Picea* 15%, возможно вид, близкий *Picea obovata*), сосны *Pinus* subgen. Diploxylon (до 5%, современный вид *Pinus silvestris*) и *Pinus* subgen. Haploxylon (до 20%). По всей вероятности, гаплоидные сосны могли быть представлены видом, близким современному виду *Pinus sibirica*, хотя нельзя исключить и присутствие кустарниковой сосны *Pinus pumila*. Общее количество пыльцы хвойных изменяется в спектрах от 18 до 40%. Количество пыльцы сем. Betulaceae достигает 76%. Березово-ольховые леса включали также широколистные породы деревьев и кустарников: *Acer*, *Carpinus*, *Corylus* (до 3%).

Отдаленные аналоги пыльцевым спектрам осадков оз. Эльгыгытгын в интервале 43,55-44,61 м встречаются в Дальневосточном Приморье, бассейне р. Амур. Вместе с тем особенность ископаемых спектров озера, отвечающих 31 изотопной стадии, может объясняться вертикальной поясностью растительности, как, например, это показывают субфоссильные пыльцевые комплексы и пыльцевые спектры отложений озер юга и севера Дальнего Востока [1, 3]. Действительно, спорово-пыльцевые спектры донных осадков оз. Эльгыгытгын (на границе вода-осадок) содержат до 60% занесенной ветром с Анадырского плоскогорья пыльцы кустарников *Pinus pumila* (15%), *Betula middendorffii* (15%), *Duschekia fruticosa* (до 40%) [2]. Несомненно, такие спектры отражают прежде всего региональные черты растительного покрова Чукотки, обладая многими общими характеристиками с современными пыльцевыми спектрами южных районов региона, а не с локальной растительностью кустарничково-лишайниковой тундры в окрестностях оз. Эльгыгытгын. С учетом вертикальной поясности при реконструкции растительности межледниковья, соответствующего 31 изотопной стадии, можно полагать, что на относительно пологих восточном и южном склонах вокруг озера и в долинах рек доминировали березово-ольховые леса с лиственницей и примесью широколистных деревьев и лещины. На окружающих озеро вершинах Анадырсского плоскогорья, поднимающихся до 600-1000 м, на крутых северных и западных склонах эти леса сменялись хвойными лесами, выше которых мог формироваться пояс кустарниковой сосны.

Реконструкция растительности по данным пыльцевых спектров осадков оз. Эльгыгытгын в интервале 43,55-44,61 м позволяет рассчитать климатические параметры для межледниковья 31 изотопной стадии в северных районах Чукотки. Принимая во внимание высокоширотное положение района оз. Эльгыгытгын, можно допустить, что средние температуры января составляли -16 - 20є С, средние температуры июля - +16є С, до максимальных средних значений от +20 до +24є С. Среднее годовое количество осадков составляло 500 мм.

Новые палинологические данные, получаемые при комплексном изучении осадков оз. Эльгыгытгын, свидетельствуют о том, что климатическая летопись этого уникального природного объекта будет одной из наиболее полных непрерывных записей изменений природной среды Арктики в результате глобальных климатических флюктуаций. Несмотря на большой объем палинологических исследований, мы надеемся в ближайшее время иметь непрерывную летопись изменений арктических климатов и растительности в течение всего четвертичного периода, включая гелазий. Завершение комплекса исследований оз. Эльгыгытгын создаст основу для точной

хронологии климатических событий Арктики в четвертичный период и в позднем плиоцене.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проект 12-III-A-09-049), Российским фондом фундаментальных исследований, Национальным научным фондом США. Мы благодарны Е.Ф. Городничей, Ю.А. Корзун, Т.Б. Соломаткиной за большую помощь в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Короткий А.М., Андерсон П.М., Ложкин А.В*. и др. (2005). 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. С. 70-86.

2. *Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В.* и др. (2002). Отражение современного пыльцевого дождя Чукотки в донных осадках озер // Четвертичная история Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 40-50.

3. *Позднечетвертичные* растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) (2002). / Под ред. П.М. Андерсон, А.В. Ложкина. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 370 с.

4. *Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М.* и др. (2001). Первая непрерывная летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 300 тысяч лет // ДАН. Т. 376. № 2. С. 231-234.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПРОЯВЛЕНИЮ ТЕПЛЫХ ФАЗ ГОЛОЦЕНА НА О. ИТУРУП (ЮЖНЫЕ КУРИЛЫ)

Лящевская М.С., Гребенникова Т.А.
Тихоокеанский институт географии (ТИГ ДВО РАН), Владивосток, e-mail: lyshevskay@mail.ru

NEW DATA OF MANIFESTATION OF HOLOCENE WARM PHASES ON ITURUP ISLAND (SOUTHERN KURILES)

Lyashchevskaya M.S., Grebennikova T.A.
Pacific Geographical Institute FEB RAS (PGI FEB RAS), Vladivostok, e-mail: lyshevskay@mail.ru

Палеогеографические данные свидетельствуют о том, что в прошлом неоднократно происходило повышение среднеглобальной температуры воздуха, что вызывало региональные изменения гидротермического режима и приводило к значительным перестройкам экосистем на зональном уровне. Выяснив, что происходило в прошлом, можно смоделировать возможную динамику природных условий в будущем, что особенно актуально в связи с потеплением климата, которое мы наблюдаем на протяжении нескольких последних десятилетий.

Палеогеографическим исследованиям на о. Итуруп посвящен рад работ [4, 5, 6, 7, 9, 11]. Остров Итуруп, расположенный на юге Большой Курильской дуги, является крупнейшим по площади в островной гряде (3170 км^2). Его длина составляет примерно 200 км, ширина от 5.5 до 46 км. Рельеф острова горный, выделяется несколько вулканических массивов и горных кряжей, соединенных холмистыми и низменными перешейками. Климат в районе Южных Курил океанический, осложненный муссонной деятельностью. Средняя температура июля составляет +13.6°С, августа – +16.0°С. В феврале средняя температура воздуха составляет -6.9°С. Среднее годовое количество осадков достигает 1000-1500 мм [8]. В целом же для района характерна неустойчивая погода, которая может меняться 2-3 раза в день. На тихоокеанском побережье более холодно, чаще наблюдаются моросящие дожди и туманы, чем на охотоморском [3, 5].

На низменных участках преобладают редкостойные леса из лиственницы, каменной березы, в южной части острова встречаются пихтарники. В каменноберезовых лесах развит подлесок из курильского бамбука, высота которого достигает 3.5 м. Местами он образует самостоятельные труднопроходимые заросли. На склонах гор выше 700 м господствует кедровый стланик (до 42% от покрытой лесом площади). Северные склоны гор занимают плотные заросли ольховника. По берегам рек обычны заросли высокотравья [2].

В работе рассматриваются результаты палинологического и диатомового исследований разреза торфяника (мощность 3,5 м), расположенного на тихоокеанском побережье о. Итуруп в зал. Касатка, отгороженном от моря грядой дюн, высотой до 10 м. Разрез вскрывает отложения террасы высотой около 3 м, которе представлены в верхней части торфом (0–2,45 м), в нижней – гиттией (2,45–3,50 м). В интервалах 0,35-0,36; 0,80-0,85; 0,99-1,00 и 3,15-3,16 м выходят прослои вулканического пепла. Пробы отбирались с помощью ручного бура каждые 5 см. Палеоклиматическая летопись торфяных отложений охватывает вторую половину среднего и поздний голоцен и включает 6 палинокомплексов и 4 диатомовых комплекса.

Палинокомплекс I (Betula ermanii-Quercus crispula) (инт. 195-350 см)**.** Палиноспектры характеризуются преобладанием древесной пыльцы (до 76%) в нижней части пачки отложений и травянистой пыльцы в верхней части (до 72%). По результатам радиоуглеродного датирования нижняя часть торфяника имеет возраст 3300±250 л.н., ГИН-6516 [4]. В группе деревьев и кустарников доминирует пыльца *Betula ermanii* (до 73%) с субдоминантом *Quercus crispula* (до 18%), что

свидетельствует о более теплом по сравнению с современным климатом суббореального периода голоцена. В небольших количествах (до 6%) присутствует пыльца широколиственных пород: *Corylus*, *Fagus*, *Juglans*, *Ulmus japonica*, *Skimmia repens*, *Acer*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Sambucus miquelii*, *Euonymus*, *Phellodendron sachalinensis.* Пыльца хвойных представлена *Pinus pumila* (до 13%) и единично, преимущественно в нижней части интервала, *Abies sachalinensis*, *Picea glehnii*, *Pinus parviflora, Larix kamtschatica, Juniperus.* Из мелколиственных пород встречена пыльца *Betula platyphylla* (до 9%), *Alnus hirsuta* (до 14%), в небольших количествах *Betula* sp., *Betula exilis*, *Myrica tomentosa*, *Duschekia*, *Salix.* В группе трав и кустарничков доминирует пыльца Poaceae, *Artemisia*, Cyperaceae, Ranunculaceae и др. Описанный палинокомплекс хорошо кореллируется с пыльцевой зоной *Betula-Quercus-Alnus*, выделенной в отложениях оз. Касатка (^{14}C-дата 2590±45 л.н., CAMS-136958) [9].

Палинокомплекс II (Betula ermanii-Alnus hirsuta) (инт. 170-195 см)**.** В спорово-пыльцевых спектрах происходит увеличение количества пыльцы *Alnus hirsuta* (до 25%) и уменьшение доли пыльцы *Quercus crispula.* В общем составе спектров доминирует пыльца трав и кустарничков (Cyperaceae, Poaceae, *Thalictrum,* Apiaceae, Fabaceae, Asteraceae), увеличивается количество пыльцы *Sanguisorba*, появляется пыльца влаголюбивых растений *Lysichiton camtschatcense* и *Potamogeton.* Климатические условия во время формирования палинокомплекса становятся более прохладными, происходит заболачивание местности. Для средней части торфяника были получены две радиоуглеродные даты: 2370±80, ГИН-7388; 2360±130, ГИН-7389 [4], соответствующие началу субатлантического периода.

Палинокомплекс III (Betula ermanii-Quercus crispula) (инт. 120-170 см)**.** В палиноспектрах на фоне преобладания пыльцы *Betula ermanii* вновь субдоминантом становится *Quercus crispula* (до 16%), количество пыльцы *Alnus hirsuta* уменьшается. До 5% увеличивается доля пыльцы *Ulmus japonica* и других широколиственных пород. Возрастает количество пыльцы *Pinus pumila* (до 11%). В общем составе лидирует пыльца трав и кустарничков (до 83%), преобладает пыльца Cyperaceae. Климатические условия во время формирования комплекса были более теплыми, чем во время формирования палинокомплекса II.

Палинокомплекс IV (Betula ermanii-Alnus hirsuta) (инт. 100-120 см)**.** Палиноспектры характеризуются увеличением количества пыльцы *Betula ermanii* (до 73%) и *Alnus hirsuta* (до 90%) и уменьшением пыльцы *Quercus crispula* (до 5%), а также других широколиственных пород и пыльцы *Pinus pumila* (до 4%). В общем составе доминирует пыльца трав (до 72%), преобладает пыльца Cyperaceae (до 84%). Данный палинокомплекс отражает более холодные условия, чем палинокомплекс III.

Палинокомплекс V (Betula ermanii) (инт. 65-100 см)**.** В палиноспектрах в группе древесной растительности доминирует пыльца *Betula ermanii* (до 58%), достаточно много также пыльцы *Alnus hirsuta*, *Betula platyphylla, Myrica tomentosa, Euonymus.* В группе трав и кустарничков (до 79%) преобладает пыльца Cyperaceae. Выпадение пеплов (инт. 99-100 см и 80-85 см) способствовало развитию кустарничковых сообществ из *Myrica tomentosa, Euonymus, Vaccinium uliginosum* в травяном покрове увеличилось количество *Artemisia,* возможно, за счет улучшения дренажа субстрата. Для верхней части торфяника была получена радиоуглеродная датировка - 780±60 л.н. ГИН-7385 [4]), соответствующая второй половине субатлантика.

Палинокомплекс VI (Myrica tomentosa-Betula ermanii) (инт.0-65 см)**.** Палиноспектры отражают современную локальную растительность кустарничково-осокового болота. В окружении болота и на прилегающих склонах в настоящее время растет редкостойный лиственничник с кедровым стлаником, ольхой, березой. Максимум пыльцы в группе деревьев и кустарников приходится на *Myrica tomentosa*

(до 89%), *Betula ermanii* (до 52%) и *Alnus hirsuta* (до 11%). Пыльца хвойных в спектрах представлена, в основном, *Pinus pumila* (до 20%). В группе трав и кустарничков доминирует пыльца Cyperaceae (до 81%), много пыльцы Poaceae, *Artemisia*, Rosaceae, Liliaceae, Fabaceae, Apiaceae, *Sanguisorba* и др. По-видимому, выпадение пепла (интервал 0,35-0,36 см, ^{14}C-дата 250±100 л.н., ГИН-7387 [4]) вызвало всплеск в развитии *Euonymus*; в травяном покрове значительно возрастала роль представителей сем. Liliaceae.

Диатомовый комплекс 1 (инт. 240-350 см). Видовое разнообразие диатомовых формируют виды обрастаний и бентосные, дающие до 80-90% створок. Доминируют *Staurosira construens* var. *venter* (до 40%), *Staurosirella pinnata* (до 15%), *Pseudostaurosira brevistriata* (до 15%), *Staurosira lapponica* (до 16%). Характерными являются *Epithemia adnata, E. turgida, Navicula cryptocephala, Staurosira construens, Cocconeis placentula* и др. Из планктонных видов наиболее часто встречаются *Cyclotella meneghiniana, C. stelligera*, *Cyclostephanos dubius.* Большая часть диатомей – космополиты. По отношению к солености преобладают индифференты, а по отношению к pH – алкалифилы. Содержание ацидофилов не превышает 3-5%. Комплекс отвечает условиям мелководного, заросшего водной растительностью озера, образованного, по-видимому, на месте морской лагуны или мелководной бухты. В составе пресноводной флоры присутствуют *Actinocyclus octonarius*, *Diploneis smithii, D. interrupta, Nitzschia sigma* и др., характерные для полузакрытых бухт и заливов. Подобные комплексы диатомей характерны для мелководных (до 5 м) озер лагунного типа Лебединое, Рейдовое и Утиное (о. Итуруп) [10].

Диатомовый комплекс 2 (инт. 220-240 см). Доминируют виды, характерные для болотных обстановок *Pinnularia subcapitata* (75%), *Eunotia fallax* (8.1%), *E. nymanniana* (7.1%), *E. exigua* (4%), что свидетельствует о кратковременном обмелении озера и его заболачивании, что подтверждают данные спорово-пыльцевого анализа.

Диатомовый комплекс 3 (инт. 115-220 см). Состав диатомовой флоры отражает условия слабо минерализованного мелководного водоема с низкими показателями pH. Доминируют *Pinnularia lata* (20-38%), *P. major* (до 8%), *P. viridis* (8-16%), *P. microstauron* (6%). Особенно высока их численность в подошве (190-210 см) и кровле толщи (130-140 см). Постоянными компонентами комплекса являются планктонная *Aulacoseira granulata,* обрастатели *Staurosira construens* var. *venter, Staurosirella pinnata,* виды рода *Cymbella.* Наиболее высокое содержание *Aulacoseira granulata* (30-50%) и *Staurosira construens* var. *venter* (до 10-20%) отмечено в интервале 135-170 см, что свидетельствует о значительном обводнении. Более засушливые условия существовали в период формирования осадков в интервале 170-180 см, где доминирует *Eunotia praerupta* (40%), а также *Pinnularia borealis* (38%) и *Diadesmis contenta* (7%).

Диатомовый комплекс 4 (инт. 0-115 см). В составе диатомей существенно преобладают виды рода *Eunotia*. Доминируют *Eunotia praerupta* (до 50-70%), *E. glacialis* (до 19,5%), *E fallax* (до 5-9%). Постоянно присутствуют *Staurosira construens* var. *venter, Aulacoseira granulata*, наиболее высокое содержание зафиксировано в интервалах 10-30 см, 85-99, 100-115 см., что указывает на частую смену гидрологических условий. В целом, состав комплекса указывает на интенсивное развитие болотных процессов. В кровле разреза (инт. 0-10 см) доминирует *Eunotia paludosa* (23%), увеличивается содержание ацидобионтов *Navicula festiva* (до 15%), *Eunotia exigua* (до 10%), *Frustulia saxonica* (6%), появляется *Navicula mediocris, Diadesmis contenta, Pinnularia obscura,* некоторые из этих видов способны переносить временные осушки.

Полученные данные по составу палинокомплексов хорошо коррелируются с пыльцевыми зонами, выделенными в осадках оз. Касатка [9]. Суббореальное

потепление на о. Итуруп выразилось в широком распространении на тихоокеанском побережье березово-дубовых лесных сообществ с участием широколиственных пород в окружении мелководного озера лагунного типа. В начале субатлантического периода на фоне снижения уровня моря происходило заболачивание озера, в составе лесной растительности значительно уменьшалась роль широколиственных пород, преобладали мелколиственные сообщества из берез и ольхи. В первой половине субатлантического периода вновь получили распространение березово-дубовые леса с участием ильма и других широколиственных пород, но уже более бедного состава – исчезли орех и другие термофилы. Во второй половине субатлантика в результате похолодания широколиственные породы практически исчезают из состава растительности побережья, основной лесообразующей породой становится береза. В конце субатлантика на месте озера формируется кустарничково-осоково-сфагновое болото в окружении редкостойного лиственничника с кедровым стлаником, ольхой и березой.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-00017 и проекта ДВО № 12-III-B-09-018.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас Курильских островов (2009). / Российская академия наук. Институт географии РАН, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН. М., Владивосток: ИПЦ «ДИК». 516 с.

2. *Баркалов В.Ю.* (2002). Очерк растительности // Растительный и животный мир Курильских островов. Владивосток: Дальнаука. С. 35-66.

3. *Богданов К.Т., Мороз В.В.* (2000). Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука. 152 с.

4. *Булгаков Р.Ф., Иванов В.В., Храмушин В.Н.* и др. (1995). Исследование следов палеоцунами для цунамирайонирования // Физика земли. № 2. С. 18-27.

5. *Короткий А.М., Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А.* и др. (2000). Осадконакопление и палеоландшафты позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Курилки (о. Итуруп, Курильские острова) // Тихоокеанская геология. Т. 19. № 5. С. 61-77.

6. *Лящевская М.С., Ганзей К.С.* (2011). Развитие природной среды центральной части острова Итуруп в среднем - позднем голоцене (Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 1. Вып. 17. С. 35-45.

7. *Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А.* (2006). Обстановки осадконакопления островных территорий в плейстоцене-голоцене. Владивосток: Дальнаука. 365 с. 7.

8. Справочник по климату. Сахалинская область. 1970. Вып. 34. Ч. 1. 272 с.

9. *Anderson P.M., Lozhkin A.V., Minyuk P.S. et al.* (2009). Pollen record and sediment ages from lakes of Kunashir and Iturup islands (Southern Kurils) // Environment development of East Asia in Pleistocene-Holocene (boundaries, factors, stages of human mastering). Proceedings of International Scientific Conference, September 14-18, Vladivostok, Russia. P. 13-16.

10. *Grebennikova T.A*. (2011). Diatom flora of lakes, ponds and streams of Kuril. Diatoms: Ecology and Life Cycle. Nova Publishers. P. 93-124.

11. *Razjigaeva N.G., Korotky A.M., Grebennikova T.A.* et al. (2002). Holocene climatic changes and environmental history of Iturup Island, Kurile Islands, north-western Pacific // Holocene. V. 12. No. 4. P. 469-480.

НОВЫЕ ВИДЫ СПОР ИЗ НИЖНЕФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Манцурова В.Н.
Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград, e-mail: vmantsurova@lukoilvmn.ru

NEW SPORE SPECIES FROM THE LOWER FAMENNIAN DEPOSITS IN THE VOLGOGRAD VOLGA REGION

Mantsurova V.N.
Branch OOO "LUKOIL-ENGENEERING" "VolgogradNIPImorneft", Volgograd, e-mail: vmantsurova@lukoilvmn.ru

Новые виды спор *Cymbosporites rovninae sp. nov*., *Dictyotriletes annae sp. nov*. и *Reticulatisporites volgogradicus* sp. nov. установлены в нижнефаменских отложениях северо-востока Волгоградского Правобережья (рис. 1) [2, 3]. Здесь на ливенском горизонте франского яруса залегает мощная (до 320 м) карбонатно-глинистая толща волгоградского горизонта фаменского яруса, перекрываемая глинисто-карбонатными породами задонского горизонта. В волгоградском горизонте, совместно с описываемыми видами спор, встречены конодонты: *Palmatolepis triangularis* Sannem., *P. subperlobata* Sannem., *P. delicatula delicatula* Sannem., *P. delicatula clarski* Zieg., *Polygnathus foliatus* Bryant., характерные, по данным В.Г. Халымбаджи, для подзоны Middle triangularis [2]. Коллекция хранится в Филиале ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть» под №№ 5692, 4396 и 7403.

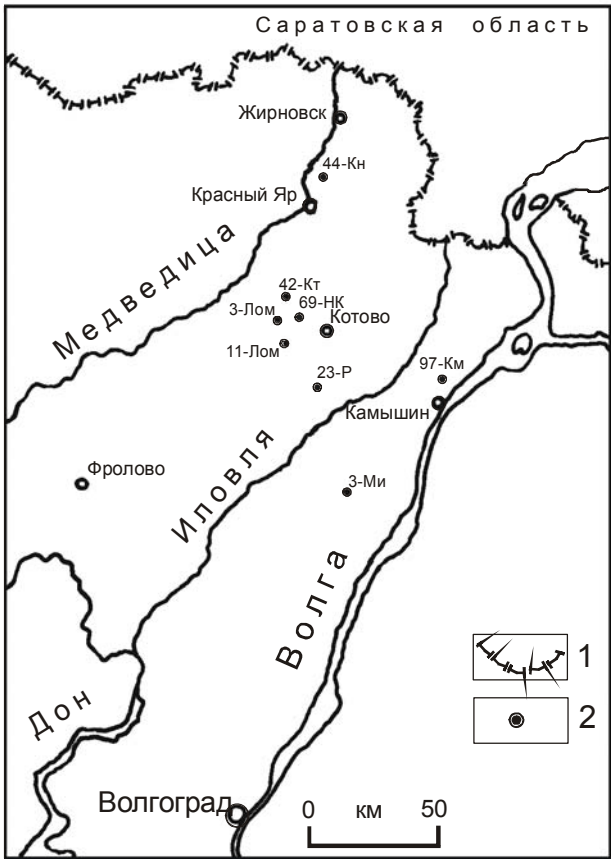


Рис. 1. Схема расположения скважин
Условные обозначения:
11 - административная граница ВВолгоградской области;
22 - скважины:
442-Кт - 42-Котовская,
33-Лом - 3-Ломовская,
111-Лом - 11-Ломовская,
33-Ми - 3-Мирная,
669-НК - 69-Ново-Коробковская,
444-Кн - 44-Красноярская,
223-Р - 23-Романовская,
997-Км - 97-Камышинская

Род *Cymbosporites* Allen, 1965.
Cymbosporites rovninae Mantsurova sp. nov.
Табл. 1, фиг. 1.

Cymbosporites aff. *boafeticus*: Манцурова, Цыганкова, 1995, с. 41, табл. II, фиг. 1, 3; *Cymbosporites rovninae*: Манцурова, Цыганкова, Смирнов, 2003, с. 13, фототабл., фиг. 14.

Название вида - rovninae – в память палинолога Лидии Васильевны Ровниной.

Голотип. Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», препарат 5692, Волгоградская область, скв. 97-Камышинская, инт. 4805-4810 м, обр. 10, фаменский ярус, волгоградский горизонт, зона Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica, табл. 1, фиг. 1.

Паратип. Препарат 4396, скв. 9-Ново-Коробковская, инт. 2625-2629 м, обр. 19, фаменский ярус, волгоградский горизонт, зона C.vimineus-G.vasjamica, табл. 1, фиг. 2.

Диагноз. Описываемый вид спор характеризуется четким контуром тела, просвечивающего сквозь тонкий периспорий, наличием широкой зоны и довольно плотным расположением скульптурных элементов. Радиус периспория почти в 2 раза превышает радиус тела споры. На проксимальной стороне видна четкая курватура.

Описание. Споры радиальные, трехлучевые, темно-желтого и светло-коричневого цвета, с округлым или треугольно-округлым очертанием в полярной проекции. Периспорий тонкий, на экваторе образует довольно широкую зону (15 - 20 мкм). Тело споры четко просвечивает сквозь периспорий. Радиус периспория в 2 раза (или почти в 2 раза) превышает радиус тела споры. Периспорий покрыт бугорками разного размера: мелкими (1 - 1,5 мкм в диаметре), частыми, довольно плотно прилегающими друг к другу и более крупными (2-4,5 мкм в диаметре), но редкими, часто имеющими конусообразные (высотой 2-5 мкм) вершины, иногда заканчивающиеся шипиками. Щель прорастания четкая, в виде темных прямых или слабоволнистых полос. На проксимальной стороне обычно видна четкая курватура. Лучи щели прорастания достигают экваториального утолщения или курватуры.

Размеры. Экваториальная ось (с зоной) 57-80 мкм.

Изменчивость. Варьируют ширина зоны, форма и ширина лучей щели прорастания. Изменяются размеры бугорков и степень заостренности вершин у крупных бугорков, а также плотность их расположения.

Сравнение. От Cymbosporites *boafeticus* (Tschibr.) [5] описываемый вид отличается тонким периспорием, четким контуром тела, наличием широкой зоны, четкой курватуры и более плотным расположением скульптурных элементов.

Материал. 9 экземпляров спор из двух скважин.

Местонахождение. Скв. 97-Камышинская, инт. 4805-4810 м; скв. 69-Ново-Коробковская, инт. 2625-2638 м. Встречается нечасто.

Распространение. Нижнефаменский подъярус, волгоградский горизонт, зона Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica Волгоградского Поволжья.

Род *Dictyotriletes* Naumova, 1937 emend. Potonie & Kremp, 1954, 1955

Dictyotriletes annae Mantsurova sp. nov.

Табл. 1, фиг. 3.

Dictyotriletes aff. s*crobiculatus*: Манцурова, Цыганкова, 1995, с. 40, табл. 1, фиг. 7, 8; *Dictyotriletes annae*: Манцурова, Цыганкова, Смирнов, 2003, с. 13, фототабл., фиг. 11, 12.

Название вида - annae – в честь палинолога Анны Михайловны Назаренко.

Голотип. Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», препарат 7403/2, Волгоградская область, скв. 3-Мирная, инт. 3709-3716 м, обр. 41, фаменский ярус, волгоградский горизонт, зона C. vimineus-G. vasjamica, табл. 1, фиг. 3.

Паратип. Препарат 7403/1, там же, где голотип; табл. 1, фиг. 4.

Диагноз. Скульптура описываемого вида спор представлена редкой, массивной сеткой с неравномерно широкими (3-9 мкм) толстыми тяжами и, преимущественно, округло-полигональными ячейками сетки размером 3-7 мкм).

Описание. Радиальные трехлучевые споры коричневого и темно-коричневого цвета, с округлым очертанием в полярной проекции. Экваториальный контур спор от ровного до слабо волнистого. Экзина плотная, толщиной 4-6 мкм. Поверхность экзины представлена толстыми неравномерными плоскими тяжами шириной от 5 до 9 мкм. Тяжи образуют редкую массивную сетку с небольшими светло-желтыми, преимущественно, округло-полигональными ячейками (просветами) размером 4-12 мкм. У некоторых экземпляров ячейки сетки более мелкие (не более 4-5 мкм), округлой формы. У большинства экземпляров вдоль экваториального края ячейки волнисто-удлиненные, шириной 2-4 мкм и длиной до 12 мкм. В просветах между тяжами экзина очень тонкая. Щель прорастания простая, не всегда четкая. Лучи прямые, длина их составляет до 2/3 радиуса споры.

Размеры. Экваториальная ось 54-66 мкм.

Изменчивость. По размерам вид изменяется незначительно. В небольших пределах варьирует цвет экзины, что связано с ее толщиной, а также очертания и размеры ячеек сетки.

Сравнение. Описываемый вид по характеру скульптуры имеет сходство с Dictyotriletes scrobiculatus Kedo из верхней части данково-лебедянских отложений Припятской впадины Белоруссии [1], но отличается более редкой и массивной сеткой с более широкими (в 2-3 раза) тяжами и более крупными (примерно в 2 раза) размерами ячеек сетки.

Материал. 11 экземпляров спор из 4 скважин.

Местонахождение. Скв. 3-Мирная, инт. 3709-3716 м; скв. 11-Ломовская, инт. 2605,5-2622 м; скв. 3-Ломовская, инт. 2606-2629 м; скв. 42-Котовская, инт. 2671-2675 м. Встречается нечасто.

Распространение. Нижнефаменский подъярус, волгоградский горизонт (зона Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica) Волгоградской области.

Род *Reticulatisporite*s (Ibrahim, 1933) Potonie & Kremp, 1955

Reticulatisporites volgogradicus Mantsurova sp. nov.

Табл. 1, фиг. 5.

Dictyotriletes aff. famenensis: Манцурова, Цыганкова, 1995, с. 40, табл. I, фиг. 11, 12;
Reticulatisporites volgogradicus: Манцурова, Цыганкова, Смирнов, 2003, с. 13, фототабл., фиг. 21.

Название вида - volgogradicus - от г. Волгоград.

Голотип. Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», препарат 7403/1, Волгоградская область, скв. 3-Мирная, инт. 3709-3716 м, образец 41, фаменский ярус, волгоградский горизонт, зона C. vimineus-G. vasjamica, табл. 1, фиг. 5.

Паратип. Препарат 7403/1, там же, где голотип; табл. 1, фиг. 6.

Диагноз. Описываемый вид спор имеет маленькие размеры 33-45 мкм. Скульптура экзины мелкосетчатая, с большим количеством (всегда более 25) маленьких ячеек (2-6 мкм). Стенки ячеек хорошо видны по экватору споры, имея вид выступов (обычно более 20).

Описание. Споры радиальные, трехлучевые, с округло-треугольным или округлым очертанием с неровным краем в полярной проекции. Поверхность экзины покрыта частой сеткой с четко выраженными ячейками размером 2-6 мкм. Ячейки светло-желтого цвета, с неправильно-полигональными очертаниями, различные по размеру (диаметру). Количество ячеек обычно 26-32. Перегородки сетки светло-

коричневого цвета, шириной 2-4 мкм, выпуклые, четко выступают по экваториальному контуру споры. Число выступов всегда более 20. Щель прорастания простая, четкая. Лучи прямые, длина их составляет от 1/3 до 2/3 радиуса споры.

Размеры. Диаметр спор по экваториальной оси 33-45 мкм.

Изменчивость. В небольших пределах изменяются размеры спор. У каждого экземпляра варьируют размеры и очертания ячеек.

Сравнение. Данный вид имеет сходство с Dictyotriletes famenensis Naum. [4], от которого отличается отсутствием четкого утолщения края экзины и наличием выступов стенок ячеек по экватору споры, а также резко неровным краем экзины по экватору. Описываемая форма близка к Reticulatisporites (Archaeozonotriletes) perlotus (Naum.) [4], но отличается от него более частой сеткой со значительно большим количеством ячеек (всегда более 25 по сравнению 12-15 у R. perlotus), их меньшими размерами и большим количеством выступов по экватору (обычно более 20 по сравнению с 11-14 у R. perlotus).

Материал. Более 30 экземпляров спор из шести скважин.

Местонахождение. Скв. 3-Мирная, инт. 3709-3716 м; скв. 1-Мирная, инт. 3815-3820 м; скв. 3-Ломовская, инт. 2505- 2629 м; скважина 11-Ломовская, инт. 2605,5-2622 м; скв. 44-Красноярская, инт. 2323-2336 м; скв. 42-Котовская, инт. 2675-2680 м. Встречается довольно часто.

Распространение. Нижнефаменский подъярус, волгоградский (зона Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica) и задонский (зона Diaphanospora zadonica-Cyrtospora cristifera) горизонты Волгоградской области.

Работа выполнена в рамках гранта № 01-05-65538 Российского Фонда Фундаментальных Исследований

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кедо Г.И., Назаренко А.М., Некрята Н.С.* и др. !1971). Новые виды спор из фаменских отложений Припятской впадины, Центральных районов Русской платформы, Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и Тимана // Палинологические исследования в Белоруссии и других районах СССР. Минск: изд. "Наука и техника". С. 172-205.

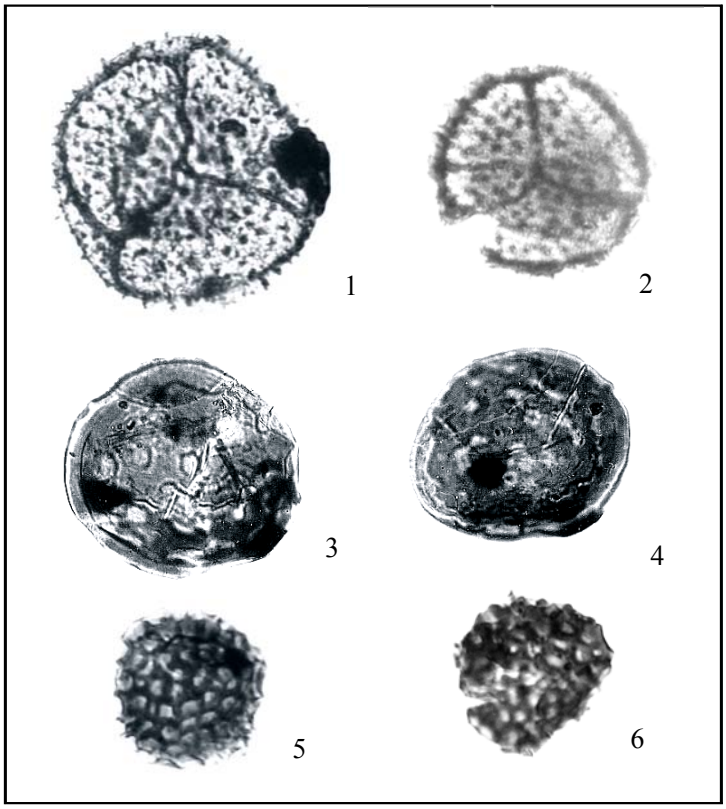
2. *Манцурова В.Н., Цыганкова В.А.* (1995). Характеристика волгоградского горизонта нижнефаменского подъяруса (палинозона Corbulispora vimineus-Geminospora vasjamica) Волгоградского Поволжья // Палинология в России. Часть I. М. С. 34-42.

3. *Манцурова В.Н., Цыганкова В.А., Смирнов В.Е.* (2003). Стратотип волгоградского горизонта фамена Русской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 11, №1. С. 3-19.

4. *Наумова С.Н.* (1953). Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии // Труды института геологических наук. М.: АН СССР. Вып. 143. Геол. серия (№ 60). 201 с.

5. *Чибрикова Е.В.* (1972). Растительные микрофоссилии Южного Урала и Приуралья. М.: Наука. 222 с.

Таблица 1. Новые виды спор из нижнефаменских отложений Волгоградского Поволжья (увеличение X 500).



Объяснения к таблице

1 - *Cymbosporites rovninae* Mantsurova sp. nov. Скв. 97-Камышинская, инт. 4805-4810 м, обр. 10. 2 - *C. rovninae* Mantsurova sp. nov. Скв. 9-Ново-Коробковская, инт. 2625-2629 м, обр. 19. 3, 4 - *Dictyotriletes annae* Mantsurova sp. nov. Скв. 3-Мирная, инт. 3709-3716 м, обр. 41. 5, 6 - *Reticulatisporites volgogradicus* Mantsurova sp. nov. Скв. 3-Мирная, инт. 3709-3716 м, обр. 41.

.

.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ ОДНОЙ ИЗ НОВЫХ СКВАЖИН, ПРОБУРЕННЫХ В ТИГИЛЬСКОМ РАЙОНЕ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Мещерякова Е.Ю.
ФГУП «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (ФГУП «ВНИГРИ»), e-mail kotya101@mail.ru

PALYNOLOGICAL DATES FROM NEW BORE HOLE FROM THE TIGIL REGION OF THE WEST KAMCHATKA

Mescheryakova E.Yu.
All Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI), St.Petersburg, e-mail: kotya101@mail.ru

Тигильский район Западной Камчатки является типовым для построения стратиграфических схем региона. Наряду с фаунистическими, палеофлористические и палинологические материалы этого района послужили основой для разработки детальной стратиграфической схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Камчатской структурно-формационной зоны [4]. Опорным для Тигильского района считается Точилинский разрез, вскрытый в обрывах побережья Охотского моря между устьями рек Тигиль на юге и Вояпмолки на севере, являющийся уникальным благодаря отсутствию крупных перерывов в осадконакоплении вскрытой толщи и хорошей палеонтологической охарактеризованности всех выделенных здесь стратиграфических подразделений [1].

Детальный анализ палинологических данных и прослеживание состава палинокомплексов Тигильского района впервые проводились по Точилинскому опорному разрезу в середине 70-х годов 20 века [2, 5] и др. Позже палинологические исследования палеогеновых отложений Тигильского района осуществлялись по следующим разрезам: Майначский разрез, естественный разрез палеогена (палеоцен – эоцен) на рр. Снатол и Морошечная и скважинам: Хромовская 2, Россошинская 1, Гаванская 1 и Этолонская 1, вскрывающих отложения снатольского и ковачинского горизонтов (верхняя часть среднего эоцена-верхний эоцен).

Материалом для данной работы послужили результаты палинологического анализа отложений, вскрытых одной из новых скважин, пробуренных в Тигильском районе Западной Камчатки [3]. В ходе исследования были изучены и детально проанализированы 60 образцов шлама, разделенных по степени насыщенности на три группы: пустые (не содержащие или содержащие единичные микрофитофоссилии) – 11 образцов; низко насыщенные (до 30 микрофитофоссилий с площади 2 покровных стекол 24х50 мм) – 14 образцов и насыщенные – 35 образцов. Отобранные образцы шлама, обрабатывались по модифицированной в лаборатории ФГУП «ВНИГРИ» фтористоводородной методике Ашарсона и Гринвуда.

В результате проведенного исследования было выделено 7 палинокомплексов в пределах среднеэоценового – среднемиоценового времени, характеризующих снатольский, ковачинский, аманинско-гакхинский и ильинский горизонты (Таблица 1).

Палинокомплекс I характеризуется скудной насыщенностью микрофитофоссилиями. Встречаются единичные споры папоротников (*Verrucosisporites* sp., *Osmundaceae* gen. indet) и пыльца голосеменных (*Picea* sp., *Pinaceae* gen. indet., *Tsuga* sp., *Podocarpus* sp, *Taxodiacaeae* gen. indet.) и покрытосеменных растений (*Betulaceae* gen. indet.).

Подобный палинокомплекс с такой же насыщенностью выделяется и в низах естественного разреза по рр. Снатол и Морошечная Западной Камчатки [7].

Палинокомплекс II отличается несколько большим разнообразием таксономического состава спор и пыльцы по сравнению с палинокомплексом I. Доминирующими таксонами являются *Pinaceae* gen. indet., *Taxodiacaeae* gen. indet., *Osmundaceae* gen. indet..

Среди покрытосеменных растений зарегистрировано появление пыльцы *Liliacidites* sp. – одного из таксонов-индексов среднего – позднего эоцена.

Изученный палинокомплекс хорошо сопоставляется с таковыми из отложений снатольской свиты Точилинского [6] и других разрезов Тигильского района. Возраст отложений, вмещающих палинокомплекс II, соответствует времени формирования снатольского горизонта и может быть определен как среднеэоценовый.

Все сказанное дает нам право предположить, что во время накопления исследуемых отложений на территории побережья Западной Камчатки произрастали хвойные леса с преобладанием представителей семейств *Pinaceae* Lindl. и *Taxodiacaeae* F.W. Neger. Господствовал теплый и влажный климат.

Палинокомплекс III. Господствуют споры семейства *Osmundaceae* gen. indet. и пыльца голосеменных: *Pinaceae* gen. indet., *Taxodiacaeae* gen. indet, *Podocarpus* sp.. Состав покрытосеменных растений становится более разнообразным; появляются пыльцевые зерна следующих таксонов: *Pterocarya* sp., *Arecipites* sp., *Liriodendron* sp., *Tricolpopollenites* sp., *Inaperturopollenites* sp., *Juglans* sp. Особое внимание обращает на себя присутствие в комплексе пыльцы представителей рода *Liriodendron* L., который является одним из таксонов - индексов среднего – позднего эоцена.

Палинокомплекс IV характеризуется резким увеличением количества спор и пыльцевых зерен. По-прежнему доминируют представители голосеменных растений: *Pinaceae* gen. indet., *Taxodiacaeae* gen. indet. и *Podocarpus* sp., тем не менее, именно в данном комплексе удалось зарегистрировать максимальное по всему разрезу содержание пыльцы покрытосеменных растений, среди которых преобладают *Alnus* sp., *Triporopollenites* sp., *Tricolpopollenites* sp.; присутствует пыльца семейств *Myricaceae* gen. indet., *Juglandaceae* gen. indet., *Betulaceae* gen. indet., *Ulmaceae* gen.indet.; единично - *Fagaceae* gen. indet.

Палинокомплекс V отличается от вышеописанного палинокомплекса более низким содержанием спор и пыльцы, а также бедным видовым разнообразием. Господствуют по-прежнему голосеменные растения: *Pinaceae* gen. indet., *Taxodiacaeae* gen. indet. и *Podocarpus* sp. В составе покрытосеменных еще довольно много пыльцы таксонов *Alnus* sp. и *Tricolpopollenites* sp. Присутствуют представители широколиственных пород: *Ulmus* sp. и *Quercus* sp. В небольшом количестве зарегистрированы и пыльцевые зерна *Liriodendron* sp. В этом же комплексе появляется *Pistillipollenites mcgregori* Rouse – вид, широко распространенный в отложениях ковачинской свиты естественного разреза палеогена по рр. Снатол и Морошечная Западной Камчатки и в отложениях эоценового возраста других регионов мира (западное побережье Японского моря, западное побережье Северной Америки) [7].

По таксономическому составу палинокомплексы III, IV и V аналогичны палинокомплексам ковачинской свиты Точилинского разреза [6] и других разрезов

Тигильского района. Возраст отложений, вмещающих эти палинокомплексы, датируется средним-поздним эоценом.

Судя по приведенным выше данным, во время накопления исследуемых отложений на побережье Западной Камчатки произрастали хвойные леса с участием широколиственных и субтропических элементов. Климат становится влажным и более теплым, чем во время формирования палинокомплекса II.

Палинокомплекс VI. Резко возрастает содержание пыльцы голосеменных и спор мхов и папоротникообразных. Доминирующее положение в данном комплексе занимает пыльца

Podocarpus sp. В составе спор господствуют представители семейств *Osmundaceae* Bercht. and J. Presl и *Polypodiaceae* Bercht. and J. Presl.. В составе покрытосеменных по-прежнему много пыльцевых зерен *Alnus* sp. и *Triporopollenites* sp. Среди представителей широколиственных пород появляются пыльцевые зерна *Ilex* sp.

Изученный палинокомплекс является аналогом палинокомплекса аманинской свиты Точилинского опорного разреза [6]. Соответственно, отложения, вмещающие палинокомплекс IV, относятся к аманинско-гакхинскому горизонту (верхний эоцен – олигоцен). Таксономический состав комплекса отражает лесную растительность, развивающуюся во влажном теплом климате, имеющим тенденцию к похолоданию. Видимо, на побережье Западной Камчатки в то время были развиты хвойные леса с незначительным участием широколиственных пород.

Палинокомплекс VII. Отмечается резкое сокращение общего содержания спор и пыльцы. В комплексе доминируют *Taxodiaceae* gen. indet., *Podocarpus* sp., *Picea* sp.

Состав споровых растений крайне беден (*Osmundaceae* gen. indet. и единичные споры *Leiotriletes* sp.). Среди покрытосеменных преобладают зерна *Tricolpopollenites* sp., присутствуют *Betulaceae* gen. indet., *Myrica* sp., *Triporopollenites* sp.; единично встречаются *Inaperturopollenites* sp., *Fagaceae* gen. indet., *Juglandaceae* gen. indet.. Появляются представители травянистых растений, в частности – *Diervilla* sp. В целом, палинокомплекс VII хорошо сопоставим с палинокомплексом ильинской свиты Точилинского опорного разреза [1]. Возраст отложений соответствует времени формирования ильинского горизонта и датируется как нижняя часть среднего миоцена.

Таким образом, выделенные палинокомплексы отражают изменения флоры в палеогене Западной Камчатки, свидетельствуя о том, что во время накопления изученных нами отложений, на территории исследования произрастали хвойные леса с примесью мелколиственных и широколиственных пород

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Братцева Г.М., Витухин Д.И., Гладенков Ю.Б.* и др (1984).Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 385. М.: Наука. 335 с.

2. *Братцева Г.М.*(1996). Этапы развития палеогеновой палинофлоры в фитохориях Дальнего Востока и Восточной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 7. Вып. 5. С. 51 – 57.

3. *Мещерякова Е.Ю., Кочубей О.В., Дзюба О.Ф.* (2011). Новые данные о диноцистах и палинокомплексах, выделенных из эоценовых отложений Тигильского района Западной Камчатки. // Проблемы современной палинологии: Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН. С. 149 – 156.

4. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам (1998). М.: ГЕОС. 147. с.

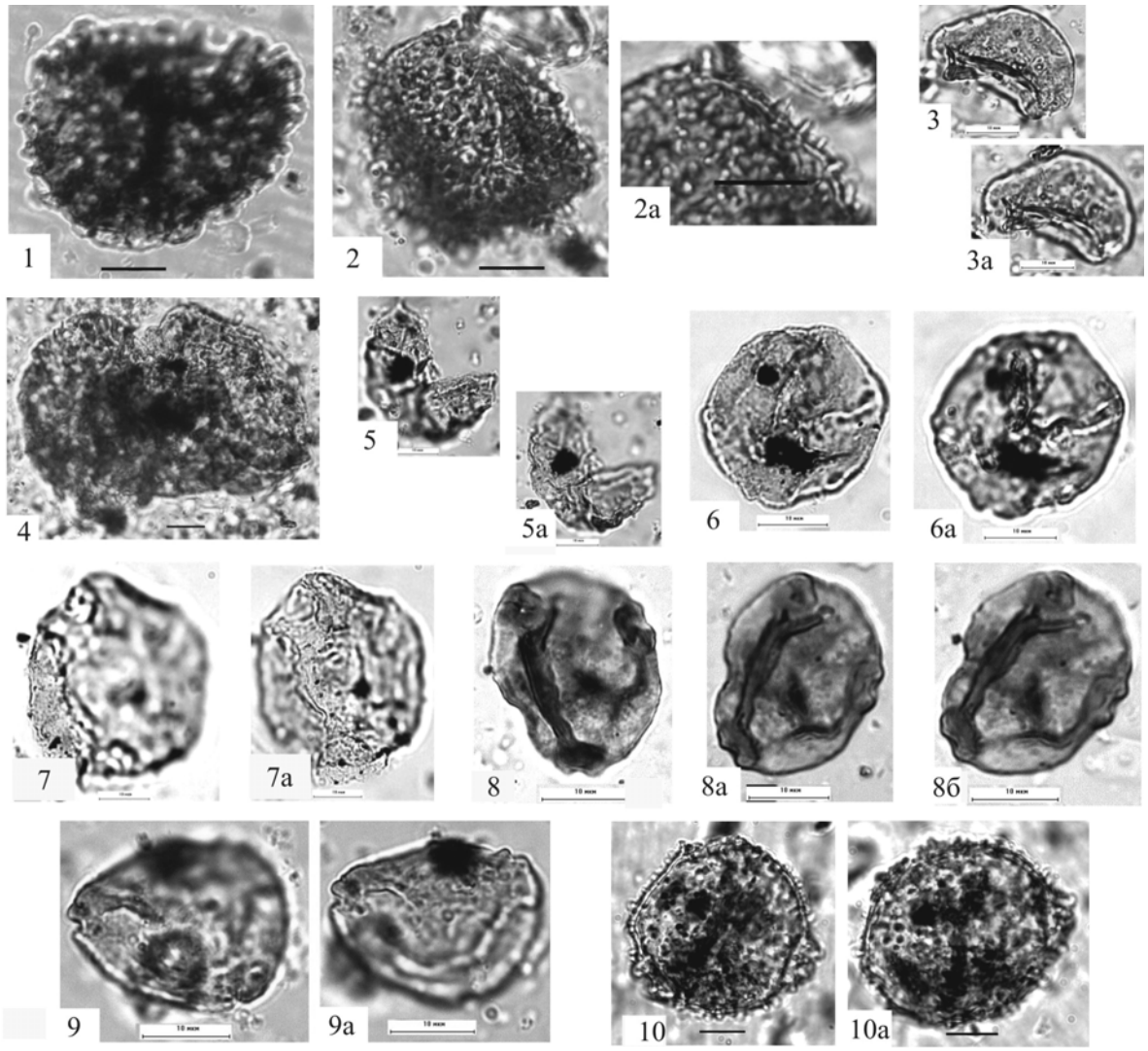
5. *Синельникова В.Н., Фотьянова Л.И., Челебаева А.И.* и др. (1976). Миоплиоцен Западной Камчатки. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 294. М.: Наука. 279 с.

6. Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики. Эоцен – олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов (К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера) / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. Труды ГИн РАН. Вып. 540. М.: ГЕОС. 2005. 480 с.

7. *Федорова В.А*. (1981). Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Западной Камчатки (разрезы по рр. Снатол, Морошечная) // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: Тр. ВНИГРИ. С. 46-54.

Таблица 1

Некоторые таксоны высших растений, наиболее широко представленные в разновозрастных отложениях, вскрытых новой скважиной, пробуренной в Тигильском районе Западной Камчатки



Фиг. 1. *Lycopodium* sp. Фиг. 2. *Osmunda* sp. Фиг. 2а. Фрагмент той же споры. Хорошо видны элементы скульптуры ее поверхности. Фиг. 3 - 3а. *Polypodiaceae* gen. sp. indet. Фиг. 4. *Podocarpus* sp. Фиг. 5 - 5а. Пыльцевое зерно (ПЗ) представителя сем. *Taxodiaceae*, снятое на разных глубинах резкости светового микроскопа (СМ). Фиг. 6 - 6а. *Juglandaceae* gen. indet. Фиг. 7 - 7а. cf. *Ulmus* sp. Фиг. 8 - 8б. cf. *Myrica* sp. Фиг. 9 - 9а. *Triporopollenites* sp. Фиг. 10 - 10а. *Diervilla* sp. ПЗ, снятое в разных положениях.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СТРАТИГРАФИЯ, МИОСПОРЫ И КОНОДОНТЫ

Минина О.Р.
Геологический институт (ГИН СО РАН), Улан-Удэ, e-mail: yaksha@rambler. ru

MIDDLE PALEOZOIC OF WESTERN TRANSBAIKALIA: STRATIGRAPHY, MIOSPORES AND CONODONTS

Minina O.R
Geological institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Ulan-Ude, e-mail: yaksha@rambler. ru

В результате проведенных в последние годы исследований установлено, что в Западном Забайкалье широко распространены различные в формационном отношении среднепалеозойские отложения, охарактеризованные комплексами разнообразных органических макро- и микроостатков [2, 5, 8]. Морские и континентальные отложения девона – среднего карбона во всех случаях вычленялись из состава верхнедокембрийских или нижнепалеозойских образований, что не укладывалось в традиционные представления о стратиграфии региона. К тому же основной объем палеонтологической информации долгое время относился к микрофоссилиям (акритархи, споры, хитинозои, сколекодонты) и их присутствие объяснялось переотложением (засорение образцов, вмыв по трещинам и т.д.) [10]. Однако в большей части стратонов региона были найдены макроскопические остатки фауны и флоры, подтверждающие возрастные интервалы, определенные по микрофоссилиям [5]. В настоящее время в Западном Забайкалье выделяется Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), объединяющая серию структурно-формационных зон (СФЗ), в которых выделяются как байкальские, каледонские, так и варисско-герцинские комплексы [9].

Турка-Курбинская СФЗ является одной из наиболее важных в понимании истории развития Байкало-Витимской складчатой системы. В бассейне р. Турки (Ямбуйский ксенолит) широко распространены отложения как докембрия, нижнего и среднего палеозоя. При решении стратиграфических вопросов особое внимание было уделено поискам конодонтов и палинологическим исследованиям [1, 6, 7]. По традиционным представлениям разрез Ямбуйского ксенолита слагают вендская андреевская, нижнекембрийская курбинская и кембрий – ордовикская (?) пановская свиты. Б.А. Далматовым [3] последняя выделялась в ранг серии, в состав которой включались ямбуйская, бадотинская и зумбурукская свиты. Андреевская свита сложена тонкослоистыми терригенными породами с прослоями песчанистых известняков и перекрывается курбинской свитой, включающей две подсвиты. Нижнекурбинская подсвита представлена археоциатовыми доломитами и доломитистыми известняками, структурно выше которых залегают мергели и известняки верхнекурбинской подсвиты. Ямбуйская свита ($Є_1$) пановской серии сложена пестроцветными терригенными породами, содержащими линзы существенно гранитных конгломератов, бадотинская свита ($Є_{2-3}$) представлена зеленовато-серыми ритмично наслоенными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими линзы оолитовых и органогенно-обломочных известняков, сероцветная зумбурукская свита ($Є_3$ –S?) это сланцевая толща с линзами битуминозных известняков. Указанный разрез, образующий погружающуюся к юго-востоку моноклиналь, считается непрерывным и рассматривается как типовой для Забайкальского кембрия. Новые данные по составу, структуре и датировке пород предполагают ниже следующую последовательность свит.

На флишоидных образованиях докембрийской *андреевской свиты* (мощность до 2000 м) с базальными конгломератами в основании залегает нижнекембрийская *курбинская свита* (мощность до 1500 км). Основной объем курбинской свиты представлен светлыми археоциатово-водорослевыми доломитами и известняками, часто мраморизованными и включающими горизонты (мощностью до 50 м) известняково-доломитовых брекчий и карбонатных конгломератов. Возраст свиты был определен по фауне археоциат и водорослям, характерным для алданского надъяруса нижнего кембрия [3].

Мергельная толща (верхнекурбинская подсвита) согласно сменяет карбонаты курбинской свиты и представлена переслаиванием (десятки см) глинистых известняков, доломитов и мергелей с прослоями карбонатных брекчий. Характерны бурые окраски и косослоистые текстуры. В известняках установлены конодонты *Semiacontiodus* cf. *cornuformis* (Sergeeva) (O_2, определение С.В. Дубининой, ГИН РАН), тентакулиты (S – D, определения Т.Н. Корень, ВСЕГЕИ) и мшанки *Fenestella* sp. (не древнее O_2, определения Р.В. Горюновой, ПИН РАН). Возраст толщи определяется в интервале средний ордовик – силур.

Бадотинская свита (более 150 м) образована плитчатыми глинистыми известняками с тонкими прослоями алевропелитов первой пачки, переходящими вверх по разрезу во вторую пачку ритмичного переслаивания известняков с филлитизированными зеленовато-серыми алевропелитами. В известняках первой пачки установлены тентакулиты (S–D). В нижней части разреза второй пачки выделены конодонты (определения здесь и далее В.А. Аристова, ГИН РАН) *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Ziegl. et Bult., *Icriodus* sp., *Polygnathus* sp. пограничного интервала живет–фран, а также тентакулиты, серпулиды. В средней части пачки определены конодонты среднего франа *Polygnathus* sp., *Palmatolepis* cf. *subrecta* Mill.et Young, в верхней – конодонты нижнего фамена *Palmatolepis* sp., *Icriodus* sp., *Palmatolepis superlobata* Br. и комплекс позднедевонских миоспор (определения здесь и далее Л.Н. Неберикутиной, Воронежский госуниверситет). В составе комплекса миоспор встречены виды *Brochotriletes faveolatus* Naum., *Archaeozonotriletes formosus* Naum., *Kedomonoletes glaber* (Kedo) Oshurk. и др., характерные для фаменского яруса верхнего девона. Известняки первой пачки мы считаем живетским, вторую датируем верхним девоном.

Ямбуйская свита (1000–1200 м) сложена пестроцветными аркозовыми, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов, конгломератов, песчанистых известняков. Галька конгломератов представлена разнообразными гранитоидами, вулканитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, терригенными породами, известняками. В известняковой гальке найдены брахиоподы семейств Orthidae и Stratiphomenidae (палеозой, определения В.Г. Ганелина, ГИН РАН), криноидеи (средний палеозой, определения А.В. Куриленко), тентакулиты (силур-девон, определения А.Я. Бергер). В глинистых алевролитах содержатся фрагменты колоний мшанок и кишечнополостных (не древнее силура, определения Р.В. Горюновой). В составе комплекса миоспор присутствуют виды *Cyclogranisporites rotundus* (Naum.) Oshurk., *Retusotriletes simplex* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Geminospora rugosa* (Naum.) Obuck. и др., распространенные в верхнем девоне-нижнем карбоне, встречены многочисленные обрывки растительных тканей. Возраст свиты определяется как позднедевонско-раннекаменноугольный.

Пановская свита (до 800 м) выделяется в составе двух подсвит. Нижнепановская подсвита представлена чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, для которых характерна тонкая ритмичность напластования, глубоководная косая слоистость, подводнооползневые текстуры. Среди терригенных

отложений присутствуют линзы калькаренитов, органогенно-обломочных известняков, карбонатных мелкогалечных конгломератов (галька онколитовых, оолитовых, органогенно-обломочных известняков, водорослевых доломитов). В линзах (мощность от 50 до 350 м) содержатся разновозрастные органические остатки (определения Б.А. Далматова (ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ), Р.В. Горюновой и Л. М. Улитиной(ПИН РАН), Т.Н. Корень и А.Я. Бергер (ВСЕГЕИ), В.А. Лучининой и В.Г. Хромых (ИГНиГ РАН, Новосибирск), А.В. Куриленко (ФГУП «Читагеолосъемка): трилобиты ($Є_{2-3}$), тентакулиты (S-D), мшанки (O_2-P), табуляты (O_2-S_1), ругозы (D_{1-2}), гелиолитиды (O_3-D_2), строматопороидеи (S), криноидеи (не древнее O), водоросли (O_3 ash., D, C). Из филлитизированных глинистых сланцев, вмещающих линзы, выделены хитинозои (O – D, определения Ю.П. Катюхи (ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ), акритархи (Є, O–S) и миоспоры. Комплекс миоспор содержит виды - *G. basilara* (Naum.) Obuck., *G. rugosa* (Naum.) Obuck., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmet, *Reticulatisporites retiformis* (Naum.) Obuck., *Kedoesporis imperfectus* (Naum.) Obuck. и др., распространенные в верхнем девоне – нижнем карбоне. Смешанный характер органических остатков мы связываем с их переотложением в линзах обломочных карбонатных пород, среди терригенных пород верхнего девона – нижнего карбона [1;6;7;9]. *Верхнепановская подсвита* (ранее включалась в состав андреевской свиты) представлена тонким чередованием песчаников, алевролитов, филлитовидных алевропелитов с прослоями песчанистых известняков и охарактеризована миоспорами. В составе комплекса миоспор преобладают виды *Eurizonotriletes tersus* (Waltz) Isch., *Dictyotriletes similes* Kedo, *Cymbosporites acutus* (Kedo) Byvsch., *Hymenozonotriletes ugulatus* Jusch., *H. turbunatus* (Waltz) Naum., *Spelaeotriletes microgranulatus minor* Byvsch., характерные для отложений нижнего карбона (турнейский ярус). Возраст пановской свиты мы считаем позднедевонско-раннекаменноугольным (турнейским).

Зумбурукская свита (до 700 м) образована алевролитами, алевропелитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с линзами мелкозернистых алевритистых известняков. В терригенных породах верхней части разреза найдены сколекодонты (S-C) и выделен комплекс миоспор, в составе которого преобладают виды *Laevigatisporites vulgaris* (Ibr.) Alp. et Doub., *Marsupipollenites geminus* (Jsch.) Oshurk., распространенный в карбоне, и *Lycospora pusilla* (Ibr.) S.W. et B., *Tetraporina prima* Naum. и др., характерные для нижнего (визе) – среднего карбона. Возраст зумбурукской свиты мы считаем каменноугольным. Ее отложения, по-видимому, надстраивают пановские турбидиты.

Таким образом, в пределах Ямбуйского ксенолита последовательно обнажаются три структурно-формационных комплекса: байкальский (андреевская свита, РЄ); каледонский (курбинская свита - Є, «мергелистая» толща - O_2–S); варисский (бадотинская, пановская, зумбурукская и ямбуйская свиты - D_2–C_{1-2}). В современной структуре эти комплексы тектонически расслоены на отдельные пластины [9]. По-видимому, структурная деламинация ямбуйского разреза привела к выпадению пород некоторых стратиграфических уровней ($Є_{2–3}$, $D_{1–2}$), органические остатки которые обнаружены в линзах пановской свиты. Это дает основание считать, что в пределах Турка-Курбинской зоны шло формирование относительно полного, преимущественно карбонатного разреза нижнего палеозоя, нижнего и среднего девона. С позднего девона началось накопление терригенных отложений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В.* (2010). Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) // Материалы совещания

«Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса». Иркутск: ИЗК СО РАН. Т. 1. С. 24–26.

2. *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В.* и др. (2010). История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. Т. 51. № 5. С. 589–614.

3. *Далматов Б.А.* (1980). О возрасте терригенно-карбонатных отложений бассейна Турки // Проблемы возраста геологических образований Юго-Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС. С. 116-117.

4. *Минина О.Р.* (2003). Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области Автореф. дис. к.г.-м.н. Иркутск: ИЗК СО РАН. 17 с.

5. *Минина О.Р., Катюха Ю.П., Ветлужских Л.И.* (2009). Новые данные о возрасте отложений Ямбуйского ксенолита (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск: ИЗК СО РАН. Т.2. С. 20–22.

6. *Минина О.Р., Аристов В.А., Неберикутина Л.Н.* (2011). Конодонты и миоспоры среднего палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье), их роль при разработке региональных стратиграфических схем // Темпы эволюции органического мира и биостратиграфия. Материалы LVII сессии Палеонтологического общества. Санкт-Петербург: ООО «ЭлекСис». С. 80-82.

7. *Минина О.Р., Неберикутина Л.Н., Аристов В.А.* (2011). Палинологическая характеристика девон-каменноугольных отложений Удино-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской палинологической конференции с международным участием. Т.1. Сыктывкар: издательско-информационный отдел Института геологии Коми НЦ УрО РАН. С.184-187.

8. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А.* и др. (2010). Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные // Докл. РАН. Т. 434. № 3. С. 361–364.

9. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.* (В печати). Байкало-Витимская складчатая система // Геотектоника.

10. *Хоментовский В.В.* (1985). О вмыве мелких окаменелостей в древние толщи и связанных с ним проблемах стратиграфии // Геология и Геофизика. № 1. С. 6-12.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО МОРСКИМ ПЫЛЬЦЕВЫМ ДАННЫМ

Найдина О.Д.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: naidina@ilran.ru

POST-GLACIAL VEGETATION AND CLIMATE IN THE LAPTEV SEA REGION INFERRED FROM MARINE POLLEN RECORDS

Naidina O.D.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: naidina@ilran.ru

Развивающееся потепление, отчетливо выраженное в Арктике, вызывает некоторые изменения в растительном покрове и ведет к сокращению территории тундры. Моделирование прогнозирует дальнейший рост температуры воздуха и подчеркивает важность понимания динамики окружающей среды в высоких широтах [4,5]. В результате международных морских и наземных исследований на северо-востоке Сибири установлено, что регион моря Лаптевых не имеет аналогов в мире. Изучение донных осадков весьма важно для реконструкции условий формирования палеоклимата Арктики, где наблюдается значительное влияние стока рек на биологические и другие процессы. Поэтому исследования региона моря Лаптевых являются ключевыми, что позволяет объяснить некоторые особенности современного состояния природной среды и климата в высокоширотных районах Евразии [1].

Четвертичные отложения, содержащие биоклиматические индикаторы, широко используются для реконструкций климата, растительности и эволюции ландшафта. Среди биоиндикаторов лидирует пыльца высших наземных растений. Это объясняется тем, что ископаемая пыльца хорошо сохраняется в континентальных, озерных и морских отложениях. Кроме того, пыльца относительно легко экстрагируется и обеспечивает основу для качественных и количественных реконструкций климата и палеосреды.

Палинологически были изучены керны колонок из голоценовых отложений моря Лаптевых [7, 10, 11]. Отбор образцов керна проводился с интервалом от 2 до 10 см. Техническая мацерация образцов осуществлялась по общепринятой методике с применением фтористоводородной кислоты [6]. Концентрация пыльцевых зерен и спор определялась путем добавления спор-маркеров. В каждом препарате подсчитывалось до 400 зерен спор-маркеров *Lycopodium clavatum.*

Возрастные шкалы осадков построены по данным радиоуглеродного датирования бентосных фораминифер методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS). Все радиоуглеродные датировки были преобразованы в календарный возраст [8]. Анализ радиоуглеродных датировок, проведенный Ю.А. Лаврушиным [2] показал, что произошло катастрофическое изменение в соотношение суши и моря: за 800 – 1000 лет воды Арктического океана вторглись в пределы суши примерно на 500 км, образовав акваторию моря Лаптевых.

Первоначально были изучены субрецентные спорово-пыльцевые спектры. Палинологический анализ спектров из поверхностных осадков восточной части моря Лаптевых, находящейся под влиянием стока Лены и Яны, установил обилие дальнезаносной пыльцы *Pinus*. В целом соотношения пыльцы кустарников, злаков, осок, трав и спор мхов вполне достоверно отражают локальную и региональную растительность северо-востока Сибири и могут использоваться для палеоклиматических реконструкций [9, 3].

Отложения раннего и среднего голоцена были подробно изучены в разрезе колонки из восточной части внешнего шельфа моря Лаптевых. Впервые для первой

половины голоцена по разрезу морских осадков получена достаточно полная пыльцевая летопись. Судя по спорово-пыльцевым данным до 10.3 тыс. лет назад (календарный возраст) преобладала тундровая растительность в условиях климата близкого к современному. Доминировала кустарниковая растительность с *Betula* sect. *Nanae* и *Duschekia fruticosa*. В группе трав обычны представители Cyperaceae и Poaceae. Встречались Caryophyllaceae, Asteraceae, Rosaceae, а также *Rumex, Thalictrum, Plantago, Saxifraga,Valeriana, Epilobium*. Споровые растения характеризуются различными мхами и холодолюбивыми плаунами. Затем до 9.6 тыс. лет назад развивалась начальная стадия трансгрессии, о чем свидетельствует возрастание роли древесных и кустарниковых в составе растительности. По данным спорово-пыльцевого анализа морских осадков установлено, что начиная приблизительно с 9.5 тыс. лет назад и почти до 7.7 тыс. лет назад климат был теплее современного. Ведущая роль переходит к региональной дальнезаносной пыльце *Pinus*. В это время развивалась максимальная стадия наступления моря, а на суше тундровая растительность заменялась лесотундровой, продвигавшейся к побережью моря Лаптевых.

Другой изученный разрез голоценовых донных отложений расположен в восточной части центрального шельфа моря Лаптевых. Возраст слоев в основании разреза – 9.4 тыс. лет назад (календарный возраст). Согласно данным аксельраторной масспектрометрии, осадки накапливались с 9.4 тыс. лет по ныне [8]. Таксономический состав пыльцы и спор типичен для растительности северо-востока Сибири. Среди древесных растений встречались пыльцевые зерна *Picea*, *Pinus pumila*, *Larix*, *Salix*, *Betula* sect. *Nanae* и *Duschekia fruticosa*. Недревесные растения представлены пыльцой Ericaceae, Poaceae, Cyperaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae и некоторыми другими видами тундрового разнотравья. Споры мхов принадлежат Bryales, *Sphagnum* и плаунам *Selaginella sibirica*. В количестве от 2 до 9% были определены древние формы мезозойских пыльцы и спор.

Согласно палинологическим данным, в позднеатлантическое время было несколько теплее, чем в конце бореального и начале атлантического периодов. Возрастание количества пыльцы древесных растений после 7.3 тыс. лет назад свидетельствует о северной экспансии границы леса. Относительное обилие региональной пыльцы *Pinus pumila* около 5.0 тыс. лет назад может свидетельствовать о расширении ареала произрастания кедрового стланика в климатический оптимум. В интервале времени с 5.5 по 2.7 тыс. лет назад регистрируется наибольшее количество древесной пыльцы. Начало суббореального периода характеризовалось развитием типично тундровой кустарниковой растительности. С 2.7 тыс. лет назад и по ныне сокращается количество пыльцы кустарников; начинают господствовать арктические пустыни и тундры с преобладанием мхов, злаков и осок.

Таким образом, по результатам спорово-пыльцевого анализа осадков моря Лаптевых выявлено два термических оптимума голоцена. В 8.9 тыс. лет назад отмечается первый максимум древесной пыльцы в морских осадках, что свидетельствует о развитии лесотундры на суше и о термическом оптимуме раннего голоцена. Второй максимум древесной пыльцы около 5.5 тыс. лет назад совпадает со среднеголоценовым термическим оптимумом. Выявленные два максимума древесной пыльцы могут свидетельствовать о постепенном потеплении и увлажнении климата прибрежных областей в результате неравномерного хода трансгрессии моря.

Сравнение с наземными палеоботаническими и пыльцевыми данными по региону показывает, что возрастание приноса древесной пыльцы на шельф совпадает с продвижением линии леса к северу, вызванного потеплением и происходившего после 9.0 тыс. лет назад [12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й. и др. (2009). Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та. 608 с.

2. Лаврушин Ю.А. (2007). Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода № 67. М.: ГЕОС. С. 20-32.

3. Найдина О.Д., Баух Х.А., Кассенс Х. (2000). Первые свидетельства о распределении пыльцы и спор в поверхностных осадках моря Лаптевых и их значение для палеоклиматических реконструкций голоцена Арктической Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Вып. 75 (1). С. 67-72.

4. ACIA (2005). Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press. Cambridge. 1042 p.

5. Andreev A.A., Schirrmeister L., Tarasov P., et al. (2011). Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records // Quaternary Science Reviews. V. 30. P. 2182-2199.

6. Barss M.S., Williams G.L. (1973). Palynology and nannofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. Paper 73-26. P. 1-25.

7. Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D., et al. (2001a). Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quaternary Research.V. 55. No. 3. P.344-351.

8. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., et al. (2001b). Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. V. 31. P. 125-139.

9. *Naidina O.D., Bauch H.A.* (1999). Distribution of pollen and spores in surface sediments of the Laptev Sea // in: Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I. et al. (eds). Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. New York: Springer-Verlag. P. 577-585.

10. *Naidina O.D., Bauch H.A*. (2001). A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global and Planetary Change. V. 31. P. 141-153.

11. *Naidina O.D., Bauch H.A.* (2011). Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Quaternary International. V. 229. P. 84-88.

12. *Mac Donald G.M., Velichko A.A., Kremenetski K.V.,* et al. (2000). Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia // Quaternary Research. V. 53. P. 302-311.

ПЫЛЬЦА РОДА *QUERCUS* L. ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Нарышкина Н.Н.
Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: naryshkina@ibss.dvo.ru

HOLOCEN POLEN OF GENERA *QUERCUS* FROM THE SOUTH PART OF JAPAN SEA

Naryshkina N.N.
Biology and Soil Institute FEB RAS, Vladivostok, e-mail: naryshkina@ibss.dvo.ru

Современный род *Quercus* L. объединяет более 500 видов вечнозеленых и листопадных деревьев и кустарников семейства Fagaceae. Его представители имеют широкий ареал, занимая обширные пространства в Северном полушарии на территории Америки и Канады, Европы и Азии[5, 14]. В связи с этим ископаемые остатки дубов и, в частности, пыльцевые зерна (п.з), имеют большое значение для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций. Поскольку экология видов рода *Quercus* чрезвычайно разнообразна, подобные исследования должны проводиться на видовом уровне. Использование электронной микроскопии открывает новые возможности в этой области. С внедрением в практику палинологических исследований сканирующего электронного микроскопа (СЭМ), значительно расширились возможности исследования поверхности спородермы пыльцевых зерен. С помощью СЭМ различными авторами были изучены рецентные п. з. *Quercus* некоторых азиатских [30, 28, 29, 13], европейских [21, 22, 24, 19, 20, 7, 22, 27] и американских [25, 26] видов. В последнее время получили развитие исследования направленные на изучение фоссильных п. з. *Quercus* из голоценовых отложений некоторых районов Северного полушария [7, 2, 17, 15, 16].

Материалом для изучения фоссильных п. з. послужили образцы из голоценовых отложений южной части Японского моря, возраст которых подтверждается радиоуглеродной датировкой [4, 1]. Всего было исследовано около 600п.з. Обработка проводилась по стандартной методике [9]. Исследование проводилось с помощью СЭМ ZEISS EVO 40 (x3000-10000). При описании морфологии п.з. использовалась стандартная терминология [3, 6, 10, 11, 23]. Для изученных нами видов *Quercus* в данной работе принята классификационная система Ю.Л. Меницкого [5].

В результате исследования выделено шесть типов фоссильных п.з. *Quercus* [18]:

I тип – п.з. трехбороздные, сплющено – сфероидальные, в очертании с полюса округлотрехлопастные, с экватора - эллиптические. Полярная ось 22,23 мкм. Экваториальный диаметр - 16,80 мкм. Диаметр апокольпиума 8, 11 мкм, ширина мезокольпиума 12,00 мкм. Длина борозды 18,4 мкм. Скульптура поверхности бородавчатая, образована крупными бородавками диаметром 0,84- 1,24 мкм округлой формы. Бородавки расположены как отдельно друг от друга, так и объединяются в более крупные агрегаты, формируя, поднятия и возвышения. На поверхности бородавок различимы гранулы. Рисунок поверхности около апертур не меняется.

II тип – п. з. трехбороздные, сплющено – сфероидальные, в очертании с полюса округлотрехлопастные, с экватора - эллиптические. Полярная ось 26,29 мкм. Экваториальный диаметр 20,12 мкм. Диаметр апокольпиума 11,02 мкм, ширина мезокольпиума 10,28 мкм. Длина борозды 18,28 мкм. Скульптура бородавчатая**,** образована крупными и мелкими бородавками округлой или элипссоидальной формы, равномерно распределенными по поверхности пыльцевого зерна близко друг к другу.

III тип – п. з. трехбороздные, сфероидальные. Полярная ось 21,60 мкм. Экваториальный диаметр 21,30 мкм. Диаметр апокольпиума 10,00 мкм, ширина

мезокольпиума 11,69 мкм. Длина борозды 15,23мкм. Скульптура бородавчатая, образована мелкими (0,50-1,00 мкм) и ультрамелкими бородавками округлой или элипсоидальной формы, расположенные на расстоянии друг от друга и покрытые гранулами и мельчайшими складочками, на поверхности тектума видны перфорации и гранулы.

IV тип – п. з. трехбороздные, сплющено - сфероидальные. Полярная ось 26,12 мкм, экваториальный диаметр 22,23 мкм. Диаметр апокольпиума 7,70 мкм, ширина мезокольпиума 13,60 мкм. Длина борозды 18,23 мкм, у некоторых пыльцевых зерен наблюдается наличие дженикулюса. Скульптура бородавчато – гранулярная, образована мелкими (0,52- 0,94 мкм) и ультрамелкими бородавками сфероидально-угловатой и почти прямоугольной формы, плоскими, неравномерно распределенными по поверхности пыльцевого зерна, с наибольшей концентрацией на апокольпиуме. Основные скульптурные элементы покрыты ярко выраженными мельчайшими гранулами.

V тип – п. з. трехбороздные, сфероидальные или сплющено - сфероидальные. Полярная ось -22,23мкм. Экваториальный диаметр 21 мкм. Диаметр апокольпиума, 7,00 мкм, ширина мезокольпиума 11,00 мкм. Длина борозды 15,56 мкм, у некоторых пыльцевых зерен наблюдается наличие дженикулюса. Скульптура образована ромбическими, овальными и удлиненными элементами, поверхность которых усыпана многочисленными мельчайшими гранулами. Тектум перфорирован.

VI тип – п. з. трехбороздные, сфероидальные или сплющено - сфероидальные. Полярная ось 22,09 мкм. Экваториальный диаметр 19,56 мкм. Диаметр апокольпиума, 6,25 мкм, ширина мезокольпиума 9,50 мкм. Длина борозды 17,12 мкм. Скульптура морщинисто – шипиковатая**,** образована крупными морщинами, между которыми имеются выемки. На поверхности крупных морщин заметны гранулы и мелкие складочки.

Электронно-микроскопическое изучение фоссильных п. з. *Quercus* показало, что среди всех встречающихся и хорошо различимых с помощью СЭМ скульптурных элементов на поверхности фоссильных п.з. можно выделить основные, формирующие тип скульптуры (бородавка, бугорок, морщинка) и вспомогательные (выемка, гранулы, морщинки или складочки, площадки, шипик), располагающиеся либо на основных элементах скульптуры или между ними. В результате для первых четырех типов фоссильных п. з. (из шести) характерна бородавчатая скульптура. Однако при общем сходстве установлены различия в строении скульптуры спородермы. Для первого типа (I) характерны крупные бородавки, которые объединяются в более крупные агрегаты, формируя, таким образом, возвышения и делая скульптуру более объемной и выразительной. В голоценовых отложениях западной Японии [15] подобный тип скульптуры отнесен к *Q.variabilis*-типу. Современный вид *Q. variabilis* Blume относится к листопадным дубам секции *Quercus* подсекции *Aegilops* (Reichenb.) Menits. [5]. Для второго типа (II) характерны более мелкие бородавки, расстояние между ними не значительно, поэтому рисунок спородермы равномерный. Кроме этого на бородавках помимо гранул имеются еще и мелкие складочки. Выделенный тип сравним с *Q. robur*-типом [27, 28]. Третий тип (III) отличается от первых двух наличием мелких и ультрамелких бородавок. Их количество мало, поэтому очень хорошо просматриваются обширные участки тектума с многочисленными перфорациями и мельчайшими гранулами. Подобный тип скульптуры сравним с первым и третьим типами фоссильных п. з. листопадных дубов, установленными в миоценовых спорово-пыльцевых спектрах Китая [16]. Сходный тип скульптуры описан у фоссильных п. з. *Q. serrata*-типа [15]. Современный вид *Q. serrata* Thunb. относится к листопадным дубам секции *Quercus* подсекции *Ponticae*[5].Скульптура четвертого

типа (IV) определяется как бородавчато – гранулярная. Ее основным отличием от описанных выше типов является форма бородавки - уплощенная и почти прямоугольная. Кроме этого гранулы на скульптурных элементах и открытых участках ярко выражены. Подобная скульптура определена у рецентных п. з. *Q. dentata* Thunb. [8] и фоссильных пыльцевых зерен из голоценовых отложений западной Японии [15]. Современный вид *Q. dentata* является представителем листопадных дубов секции *Quercus* подсекция *Macrantherae* (Stef.) A. Camus [5]. Скульптура пятого типа (V) подобна скульптуре третьего типа, выделенного Лиу и др. [16] и характерного для п. з. вечнозеленых дубов. Шестой тип (VI) определен нами как морщинисто - шипиковатый. Этот тип скульптуры аналогичен типу фоссильных п. з. *Q. sessillifolia* [15]. *Q. sessillifolia* auct. non Blume относится к вечнозеленым дубам секции *Acuta* Menits[5]. Дополнительно с помощью СЭМ нами исследована скульптура рецентных п. з. *Q. accuta* Thunb.. В результате было выявлено сходство со скульптурой фоссильной пыльцы этого типа. Следовательно, среди выделенных нами шести типов фоссильных п. з. четыре (I, II, III, IV) свойственны представителям листопадных дубов и два (V, VI) - вечнозеленых. При этом детальный анализ поверхности спородермы фоссильных п. з., отнесенных к листопадным дубам, и их сравнение с рецентными позволяет отличать п. з. рода *Quercus* не только в рамках подрода (листопадные и вечнозеленые), но и в внутри этих подродов (секция, подсекция, вид). Диагностика фоссильной пыльцы *Quercus* позволила выявить некоторые особенности растительности изученного региона. Так, пребореальная и бореальная фазы голоцена (10300-8000 л.н.) охарактеризованы потеплением климата, которое способствовало расцвету листопадных лесов на юго-западе о-ва Хонсю и на побережье Восточно-Корейского залива. Именно в отложениях этого возраста в большом количестве были идентифицированы листопадные фоссильные п. з. первого, второго и третьего типов. При реконструкции растительности побережья Восточно-Корейского залива атлантической фазы (8000-4500 л.н.) было отмечено постепенное замещение многих древесных пород разными видами дуба. По-видимому, в это время было велико таксономическое разнообразие дубов, так как в этих отложениях с помощью СЭМ были диагностированы все шесть типов фоссильных пыльцевых зерен.

Исследования поддержаны Президиумом РАН и ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Евстигнеева Т.А.* (2006). Климат и растительность южного побережья Японского моря в голоцене (по палинологическим данным). Автореф. дисс. . канд. географ. наук. Владивосток. 22 с.

2. *Зерницкая В.П.* (1992). Пыльца Quercus (Fagaceae) из позднеледниковых и голоценовых отложений Белоруссии // Ботан. журн. № 11. С. 71-74.

3. *Кремп Г.О.* (1967). *У.* Палинологическая энциклопедия. М.: Мир. 412 с.

4. *Лихт Ф.Р., Деркачев А.Н., Марков Ю.Д.* и др. (2008). Осадки затопленных долин прибрежной части шельфа Восточно-Корейского залива - индикаторы палеогеографических условий в голоцене // Тихоокеанская геология. № 3. С. 74-93.

5. *Меницкий Ю.Л.* (1884). Дубы Азии. Л.: Наука. 315 с.

6. *Мейер-Меликян Н.Р.* (1987). Морфология спор и пыльцы / Методические аспекты палинологии. М.: Недра. С. 17-40.

7. *Моносзон М.Х.* (1975). Опыт применения сканирующего электронного микроскопа для диагностики ископаемой пыльцы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 6. С. 110-116.

8. *Нарышкина Н.Н.* (2005). Пыльцевые зерна некоторых видов рода *Quercus* L. как индикатор палеоклимата голоцена Дальнего Востока / Современная Российская палеонтология: классические и новейшие методы. Матер. I Всеросс. науч. школы молодых ученых-палеонтологов М.: Изд-во ПИН РАН. С. 210-215.

9. *Покровская И. М.* (1966). Методика камеральных работ // Палеопалинология. Т. 1. Л.: Недра. С. 32-61.

10. *Токарев П.И.* (2002). Морфология и ультраструктура пыльцевых зерен. М.: Товарищество научных изданий КМК. 51 с.

11. *Токарев П.И.* (2004). Палинология древесных растений, произрастающих на территории России. Автореф. дисс. докт. биол. наук. М. 55 с.

12. *Dupont R., Dupont S.* (1972). Etude de pollens de Chenes (genre *Quercus* L.) en microscjpie electronique a balayage // C. R. Sйances Acad. Sci. Ser. D. V. 274. № 17. P. 2503-2506.

13. *Jarvis D. I., Leopold E. B., Liu Y.* (1992). Distinguishing the pollen of deciduous oaks, evergreen oaks. and certain rosaceous species of southwestern Sichuan Province, China // Rev. Palaeobot. Palynol. V. 75. P. 259-271.

14. *Jones J. H.* (1986). Evolution of the Fagaceae: the implications of foliar features // Ann. Mo. Bot. Gard. V. 73. P. 228-275.

15. *Kataoka H.* (2006). Pollen analytical study of sediments from Koigakubo moor, Okayama // Naturalistae. V. 10. P. 47-54.

16. *Liu Y.-S., Zetter R.. Ferguson D. K., Mohr B.A.R.* (2007*).* Discriminating fossil evergreen and deciduous Quercus pollen: A case study from the Miocene of eastern China // Rev. Palaeobot. Palynol. V. 145. P. 289-303.

17. *Nakagawa T., Yasuda Y., Tabata H*. (1996). Pollen morphology of Himalayan Pinus and Quercus and its importance in palinological studies in Himalayan area // Rev. Palaeobot. Palynol. V. 91. P. 317-329.

18. *Naryshkina N. N., Evstigneeva T. A.* (2009). Sculpture of Pollen Grains of Quercus L. from the Holocene of the South of the Sea of Japan // Paleontological Journal. V. 43. No. 10. P. 1309-1315.

19. *Olsson U.* (1975a). On the use of laser for fracturing pollen grains of Quercus robur // Grana. V. 14. P. 100-102.

20. *Olsson U.* (1975b). On the size and microstructure of pollen grains of Quercus robur and Quercus petraea // Bot. Not. V 128. P. 256-264.

21. *Pilcher J.R.* (1968). Some applications of scanning electron microscopy to the study of modern and fossil pollen // Ulster J. Archaeol. V. 31. P. 87-91.

22. *Praglowski J.* Fagaceae L.: Fagoideae (2007). World Pollen Spore Flora. In. S. Nilsson (Ed.). Stockholm: Almqvist and Wiksell, 1982. V. 11. P. 1-28.

23. *Punt W., Hoen P.P., Blackmore S., Nilsson S., Thomas A. Le.* (2007). Glossary of pollen and spore terminjlogy // Rev. Palaeobot. Palynol. V. 143. P. 1-81.

24. *Smit A.* (1973). A scanning electron microscopical study of the pollen morphology in the genus *Quercus* // Acta Bot. Neerl. V. 22. P. 655-665.

25. *Solomon A.M.* (1983a). Pollen morphology and plant taxonomy of white oaks in Eastern North America // Amer. J. Bot. V. 70. P. 481-494.

26. *Solomon A.M.* (1983b). Pollen morphology and plant taxonomy of red oaks in Eastern North America // Amer. J. Bot. V. 70. P. 495-507.

27. *Van Benthem F., Clarke G.C.S., Punt W*. Fagaceae. (1984). The Northwest European Pollen Flora // Rev. Palaeobot. Palynol. V. 42. P. 87-110.

28. *Wang P.-L., Chang K.-T.* (1988). Pollen morphology of Cyclolanopsis and its relation to Quercus // Acta Phytotaxon. Sin. V. 26. No. 4. P. 282-289.

29. *Wang P.-L., Chang K.-T.* (1991). The pollen morphology in relation to taxonomy and phylogeny of Fagaceae // Acta Phytotaxon. Sin. V. 29. No. 1. P. 60-62.

30. *Yamazaki T., Takeoka M.* (1959). Electronmicroscope investigations on the surface structure of the pollen membrane, based on the replica method. V. Especially on the pollen genus Quercus // J. Japan. Forest. Soc. V. 41. P. 125-130.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ НА СЕВЕРЕ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (НОВЫЕ ДАННЫЕ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТА «КЛЮКВА», ТУЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Новенко Е.Ю.[1], Волкова Е.М.[2]
[1]Институт географии РАН (ИГ РАН), Москва, e-mail: lenanov@mail.ru
[2]Тульский государственный педагогический университет им. Л. Н. Толстого, Тула, e-mail: convallaria@mail.ru

RECONSTRUCTION OF HOLOCENE VEGETATION ON THE NORTH OF THE MIDDLE RUSSIAN UPLAND (NEW PALEOBOTANICAL DATA OF MIRE 'KLUKVA," TULA REGION)

Novenko E.Yu.[1], Volkova E.M.[2]
[1]Geographical Institute of Russian Academy of Sciences (IG RAS), Moscow, e-mail: lenanov@mail.ru
[2] Tolstoy Tula State Pedagogical University, Tula , e-mail: convallaria@mail.ru

Эволюция ландшафтов Среднерусской возвышенности в голоцене уже долгое время остается одной из важных и интересных научных проблем, требующих детального изучения. Комплексное изучение разреза карстового болота Клюква, расположенного на севере Среднерусской возвышенности (окрестности г. Белев, Тульская область) позволяет реконструировать естественные изменения природной среды, как на уровне локальных палеосообществ болота, так и в масштабе растительности региона и оценить влияние хозяйственной деятельности человека на растительный покров в среднем и позднем голоцене.

Болото «Клюква» (N 53,834812, E 36,252488) занимает площадь около 1 га и является олиготрофным болотом, сформированным в карстовом понижении на склоне водораздела, обращенного к долине р. Оки. Залежь болота подстилается флювиогляциальными песками. Болото окружено участками разновозрастного лиственного леса с примесью ели и ряда редких для области бореальных видов (брусники, черники, плаунов годичного и булавовидного).

Современный растительный покров болота представлен уникальным для области грядово-мочажинным комплексом фитоценозов. Древесный ярус образован сосной *Pinus sylvestris* L. болотной формы f. *uliginosa*, которая имеет высоту 10-12 м. Сомкнутость полога около 0,3-0,5. Единично встречается береза *Betula pubescens*. Из кустарничков произрастает только *Oxycoccus palustris* (как по грядам, так и в мочажинах). Из трав доминирует *Eriophorum vaginatum*. По окрайкам болота произрастают *Carex rostrata*, *Molinia caerulea*, *Scheuchzeria palustris*.

Моховой покров формируют сфагновые мхи: *Sphagnum girgensohnii* на окрайке болота, *S. magellanicum* на грядах и кочках, *S. balticum* по их склонам, *S. angustifolium* в межкочечных понижениях и мочажинах, на коврах по окрайкам болота, изредка встречается по вершинам кочек и гряд, *S. fallax* - в мочажинах. По вершинам кочек произрастают *Pleurozium Schreberi, Polytrichum strictum, Dicranum polysetum.*

Болото «Клюква» - уникальный элемент ландшафта и единственное грядово-мочажинное болото Тульской области, а также местообитание редких видов: *Molinia caerulea, Oxycoccus palustris, Vaccinium myrtillus*, *Eriophorum vaginatum, Scheuchzeria palustris, Sphagnum magellanicum*, *S. russowii*, *S. nemoreum*, *S. girgensohnii*.

Торфяная залежь имеет максимальную глубину (2,5 м) в центральной части болота. Результаты изучения строения торфяной залежи и радиоуглеродное датирование торфа показали, что заболачивание началось в бореальном периоде голоцена (радиоуглеродная дата подошвы торфяной залежи 8350±90 ^{14}C лет назад) с формирования травянистых сообществ с участием сосны на дне понижения.

Интенсивный сток с минеральных почв способствовал произрастанию требовательных к питанию растений: тростник, хвощ приречный, вахта, сабельник, камыш. В моховом покрове редко были представлены зеленые (гипновые) и сфагновые мхи (не более 20 %). Этому типу палеорастительности соответствует слой торфа на глубине 240-250 см (8140±100 ^{14}C лет назад). Результаты спорово-пыльцевого анализа (рис.1) показали, что в рассматриваемый период (пыльцевая зона 1) на прилегающей территории были распространены сосново-березовые леса с небольшим участием широколиственных пород. Климатические условия были близки к современным или чуть прохладнее.

В течение ранней фазы атлантического периода голоцена в растительном покрове болота постепенно участие сфагновых и гипновых мхов возрастало, появилась пушица. Доля древесных пород, напротив, явно снижалась. Это привело к смене травяно-сфагнового и травяно-гипнового низинных видов торфа травяно-сфагновым переходным. Такая смена разных типов торфа обнаружена на глубине 200 см (около 6700 ^{14}C лет назад), что свидетельствует об обеднении водно-минерального питания. В лесных фитоценозах, окружающих болото также произошли изменения. Роль сосны сократилась, широколиственные породы (дуб, вяз, липа) и лещина увеличили свое участие в древостоях (пыльцевая зона 2).

В позднем атлантике (4880±70 – 6610±80 ^{14}C лет назад) сформировались пушицево-сфагновый и травяно-сфагновый переходные виды торфа (на глубине 120-200 см). На прилегающей территории широколиственные леса достигли своего максимального распространения в регионе, что свидетельствует о существенном увеличении теплообеспеченности и достаточном увлажнении (пыльцевая зона 3). Потепление в позднюю фазу атлантического периода хорошо прослеживается и в палеогеографических реконструкциях других исследователей данного региона [2, 3]

В суббореальном периоде (2400±70 - 4880±70 ^{14}C лет назад) произошли изменения, как в локальной экосистеме болота, так и в окружающей растительности. Поселение древесных пород обеспечило формирование древесно-травяного переходного торфа, который, в свою очередь, сменился древесно-сфагновым. Похолодание и некоторое иссушение климата в раннем суббореале, характерное для всей территории Восточно-Европейской равнины [4], проявилось и на севере Среднерусской возвышенности [2]. Согласно полученным данным доля широколиственных пород сократилась, в небольшом количестве в лесные сообщества начинает внедряться ель (пыльцевая зона 4). Однако, уменьшение участия дуба, вяза и липы в лесных сообществах могло быть вызвано не только естественными причинами, но и влиянием деятельности человека. В непосредственной близости от болота Клюква располагается целый комплекс археологических памятников позднего неолита и бронзового века [1]. Появление в спектрах пыльцы культурных злаков, василька (*Centaurea cyanus*), подорожника и щавеля свидетельствует о существовании человеческого жилья и обрабатываемых земель в непосредственно близости от болота и возможности существенного влияния подсечно-огневого земледелия или выборочных рубок на растительный покров.

Граница между суббореальным и субатлантическим периодами в Европейской части России соответствует важному климатическому рубежу, связанному с потеплением климата [4]. В субатлантический период голоцена (последние 2400 лет) в болотной экосистеме продолжался процесс постепенного обеднения минерального питания, что вызвало гибель деревьев, усиление роли сфагновых мхов (*Sphagnum magellanicum*) и *Eriophorum vaginatum*. Такой торф относится к верховому типу. На этом этапе развития болота наблюдается появление на глубине 50 см (около 2000 ^{14}C лет назад) пушицево-сфагнового торфа, который сменяется сфагновым. Именно на сфагновом верховом торфе, залегающем с глубины 20 см, формируется современный

растительный покров. Результаты спорово-пыльцевого анализа (пыльцевая зона 5) позволяют реконструировать существование на рассматриваемой территории широколиственных лесов с большим участием березы.

Спорово-пыльцевые спектры верхних 15 см торфяной залежи (пыльцевая зона 6) отражает антропогенные изменения ландшафтов за несколько последних столетий, когда естественная растительность была постепенно уничтожена, происходила вырубка лесов и широкое распространение получили агроценозы. Увеличение содержания пыльцы ели в верхних образцах, вероятно, отражает еловые посадки на территории лесничества, окружающего болото.

Заключение

Палеоботаническое изучение разреза болота «Клюква», опорного для территории северной части Среднерусской возвышенности, показало, что в голоцене на изучаемой территории существовала лесная растительность: хвойно-широколиственные леса в раннем голоцене и широколиственные леса - на протяжении его средних и поздних фаз. Динамика растительного покрова, как на уровне экосистемы болота, так и в региональном масштабе характеризовалась отсутствием резки драматических смен, вызванных природными либо антропогенными факторами. Несмотря на раннее хозяйственное освоение долины реки Оки, влияние человеческой деятельности на растительность оставалось слабым вплоть до последних нескольких столетий.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 11-05-00557

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Археологическая карта России. Тульская область, часть 1. под ред. Ю.А. Краснова. Москва, Изд-во Института Археологии РАН. 1999. 304 с.

2. *Климанов В.А., Серебряная Т.А*. (1986). Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. географ. № 2. С. 93-101.

3. *Спиридонова Е. А*. (1991). Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. М.: Наука. 221 с.

4. *Хотинский Н.А*. (1977). Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 200 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ АЦЕТОЛИЗА ПЫЛЬНИКОВ *NICOTIANA TABACUM* НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СПОРОДЕРМЫ

Полевова С.В.
Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, e-mail: svetlanapolevova@mail.ru

RESULTS OF ACETOLIZIS OF ANTHERS IN *NICOTIANA TABACUM* IN STEP BY STEP STAGES SPORODERM DEVELOPMENT

Polevova S.V.
Lomonosov Moscow State University, Moscow, e-mail: svetlanapolevova@mail.ru

Основной компонент экзины биополимер спорополленин характеризуется высокой устойчивостью к химическим и физическим воздействиям. Вопрос о химическом составе спорополленина не решен окончательно [3, 4]. Несколькими методами установлено, что спорополленин как голосеменных, так и покрытосеменных растений содержит алифатические и фенольные компоненты. Согласно одной из моделей спорополленин представляет собой полимерную сеть, образованную из цепей небольших алифатических мономеров и остатков окисленных ароматических кислот, преимущественно оксикоричных – *p*-кумаровой и феруловой [5]. Эта сеть характеризуется высоким содержанием карбоксильных групп, а также ненасыщенных углеродных и эфирных связей. Сравнительный анализ спорополленина из пыльцы разных типов привел к заключению о том, что у ископаемых растений в нем выше содержание алифатических компонентов, тогда как в полимерном матриксе экзины современных растений преобладают окисленные ароматические мономеры, главным образом, *p*-кумаровой и феруловой кислот [6]. На устойчивости спорополенина к сильным химическим воздействиям основан споровопыльцевой анализ образцов различного происхождения. Стандартным этапом подготовки спородержащего материала является ацетолиз [8]. При этом разрушаются и отмываются все органические вещества, кроме спорополенина. Сравнение содержимого развивающегося пыльника, подвергнутого ацетолизу и нативного, при помощи трансмиссионного электронного микроскопа, явилось целью настоящего исследования.

Пыльцевые зерна *Nicotiana tabacum* 3-4 бороздноооровые, сфероидальные. Полярная ось, экваториальный диаметр мкм. Борозды длинные, широкие. Края борозд ровные, концы острые. Оры довольно крупные, овальные или почти округлые, плохо очерченные. Экзина тонкая, гомогенная. Текстура пятнистая, слабозаметная. Контур пыльцевого зерна ровный. Скульптура гладкая. Спородерма состоит из 3-х слоев, устроенных типично для бороздноооровых пыльцевых зерен двудольных. Эктэкзина столбиковая, с толстым покровом и тонким подстилающим слоем. Эндэкзина тонкая, гомогенная, расширяется по краям апертуры, где становится ламеллятной. Интина тонкая, сильно расширяется под апертурами. В области апертуры мембрана борозды состоит из утолщенной интины, а мембрана борозды – из слегка утолщенной эндэкзины и тонкой интины.

В ходе микроспорогенеза спородерма начинает формироваться в пыльнике *Nicotiana tabacum* после окончания редукционного деления (мейоза) материнской клетки микроспор (МКМ). В эмбриологии растений принято выделять несколько событий, которые делят процесс формирования и созревания пыльцевого зерна на четко обособленные этапы: мейоз материнской клетки микроспор, тетрадный период развития микроспор под защитой каллозы, освобождение из каллозной оболочки и свободноспоровый период, в котором наблюдаются последовательно – образование центральной вакуоли, первый митоз и формирование вегетативной и спермиогенной

клеток, дезорганизация центральной вакуоли и дегидратация молодого пыльцевого зерна и второй митоз с образованием двух спермиев. За это время оболочка микроспоры, а затем и пыльцевого зерна претерпевает значительные преобразования, которые приводят к формированию зрелой экзины – предмета специального интереса палинологии [2].

После мейоза молодые микроспоры обосабливаются друг от друга, приобретают сфероидальную форму и на первых порах окружены клеточной стенкой МКМ, каллозной оболочкой и плазмалеммой. Начинается тетрадный период формирования спородермы.

Плазмалемма каждой микроспоры сначала приобретает волнообразный и даже прерывистый облик, что говорит об активных процессах секреции. В начале тетрадного периода под каллозой становится видно периплазматическое пространство, заполеннное электронно светлым содержимым. В нем начинает откладываться гликокаликс как сеть густо расположенных фибрилл. На гликокаликсе формируется примэкзина, в виде округлых электроннотемных гранул, исключая места расположения будущих апертур. Примэкзину рассматривают как матрицу (или рецепторную основу), на которой накапливаются и полимеризуются предшественники спорополленина и формируется характерный рисунок экзины. Полагают, что важную роль в этих процессах играет самосборка макромолекул в природном коллоидном растворе [7]. Примэкзина адсорбирует на себя первичный спорополленин, синтез предшественников которого, контролируется микроспорой. Происходит разметка таксоноспецифичной архитектуры покрова и столбиков.

На самых ранних этапах развития микроспоры в местах будущих апертур плазмалемма продолжает оставаться ровной. Начиная с середины тетрадного периода, на местах будущих апертур периплазматическое пространство увеличивается в толщину, в его наружной части появляются неправильной формы электронно темные включения. Формируется характерное для позднего тетрадного периода линзовидное тело – апертурная пробка. Она представляет собой электронно светлое, утолщенное в центре и утончающееся к краям образование, пронизанное электронно темными ламеллами. В наружной части ламеллы толстые, прерывистые или разветвленные, во внутренней – они становятся все более тонкими и правильно расположенными. В дальнейшем, по краям апертуры начинаются все основные формообразовательные процессы созревания оболочки микроспоры и пыльцевого зерна, в то время как во внеапертурных областях, происходят почти автоматические процессы самосборки спорополениновой экзины на примэкзиновом каркасе.

Анализ результатов ацетолиза пыльников на стадии тетрад показал, что выявляются структуры вполне соответствующие примэкзине средней тетрадной стадии и поздней тетрадной стадии. Выявляются покров, столбики и ламеллятные апертурные пробки. Покров и столбики имеют ажурный облик, как на поперечных, так и на парадермальных срезах. Ламеллы апертурной пробки оставались гомогенными, хотя и теряли немного электронный контраст. Таким образом, ацетолизная обработка по стандартной методике как тест на спорополенин показала, что картины примэкзины, выявляемые при помощи трансмиссионной электронной микроскопии действительно демонстрируют отложение и полимеризацию спорополенина в формирующейся спородерме [1].

Наиболее интенсивное накопление спорополленина происходит после растворения каллозной оболочки и выхода освободившихся микроспор из тетрад. Растворение каллозной оболочки – наиболее драматический эпизод в жизни микроспоры, т.к. с этого момента она лишается мощного защитного слоя и попадает в полость пыльника, заполненную ферментативно активным материалом тапетального

происхождения. Апертурная пробка берет на себя роль барьера в тех местах, где примэкзина не была сформирована. Апертурная пробка к этому времени достигает наибольшего размера. Ламеллы апертурной пробки в начале посттетрадного периоды быстро распространяются по всей поверхности микроспоры, практически одновременно с формированием подстилающего слоя молодой эктэкзины. Электронно темные ламеллы апертурной пробки формируют ламеллятную эндэкзину, которая покрывает всю микроспору как под столбиковой эктэкзиной, так и в области апертуры, где эктэкзины нет. Ацетолизная обработка распадающихся тетрад и молодых свободных микроспор позволяет анализировать химически устойчивые компоненты незрелой спородермы. В элктронно менее плотной эктэкзине выявляются покров, столбики и подстилающий слой. Причем ажурными, выглядят только столбики и подстилающий слой. Покров остается гомогенным как у ацетолизированных зрелых экзин. Эндэкзина и апертурные пробки состоят из ламелл гомогенных и более электронно темных, чем элементы эктэкзины.

В среднем посттетрадном периоде спорополленин лавинообразно откладывается на молодой эктэкзине, активно формируя надпокровные образования скульптуры. По периферии апертурных пробок, аналогично формированию эндэкзины начинает откладываться и материал интины. Электронно прозрачные тела начинают формироваться по краям апертурной пробки. Постепенно разрастаясь вширь они очень скоро подстилают собой уже всю экзину. Но этот слой так и остается электронно прозрачным, гомогенным и, распространяясь под эндэкзиной во внеапертурных областях, наиболее интенсивно откладывается в местах формирующихся апертур. Так что в определенный момент времени вещество апертурных пробок в центре вытесняется интиной, формируя дно эндоапертуры – мембрану оры. Ламеллы уплотняются и оттесняются к краям апертур, а утолщенная интина формирует апертурную мембрану. При ацетолизе зрелого пыльцевого зерна покров, столбики и подстилающий слой гомогенные, электронно темные, никаких следов ажурной примэкзины не наблюдается. Эндэкзина подстилает эетэкзину по всему периметру пыльцевого зерна, кроме оры, электронно темная, гомогенная, ламеллы выявляются только по краям апертур. В области оры оболочка неустойчива к ацетолизу, так как ее мембрана состоит только из интины лишенной спорополенина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Матвеева Н.П., Полевова С.В., Смиронова А.В.* и др. (2012). Накопление спорополленина в оболочке микроспоры *Nicotiana tabacum* L. в процессе ее развития // Цитология. 54 (2). С. 176-184.

2. *Мейер-Меликян Н.Р., Бовина И.Ю., Косенко Я.В.* и др. (2004). Атлас пыльцевых зерен Астровых (Asteraceae). Палиноморфология и развитие спородермы представителей семейства Asteraceae. М. 236 с.

3. *Ariizumi T., Toriyama K.* (2011). Genetic regulation of sporopollenin synthesis and pollen exine development. Annu. Rev. Plant Biol.. 62. P. 437–460.

4. *Barrier S., Rigby A.S., Diego-Taboada A.,* et al. (2010). Sporopollenin exines: A novel natural taste masking material. Food Sci. Technol. 43. P. 73–76.

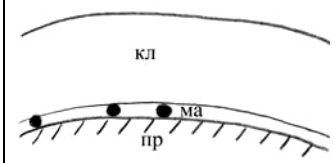
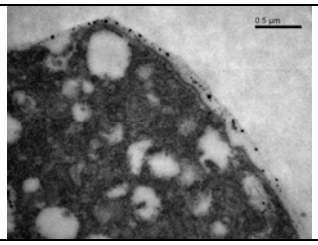
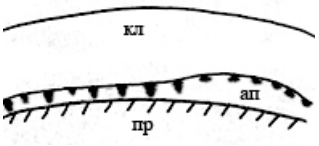
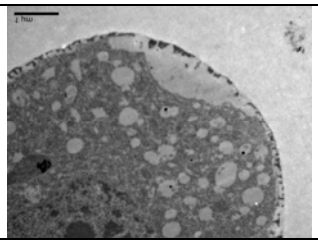
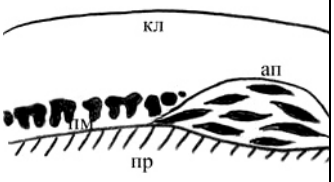
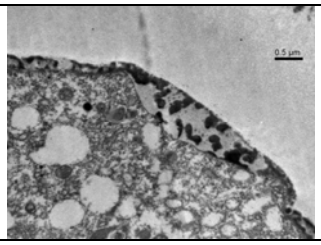
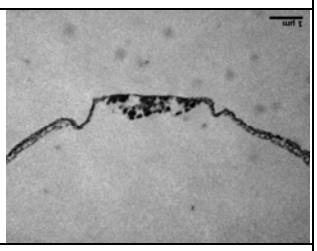
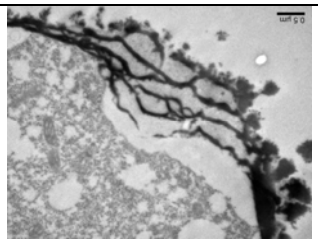
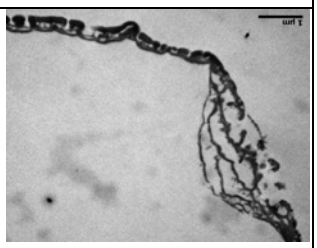
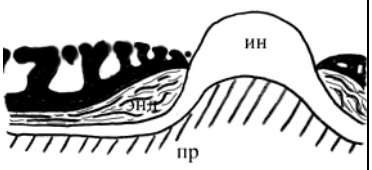
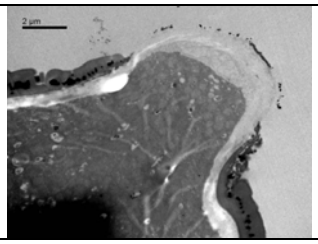
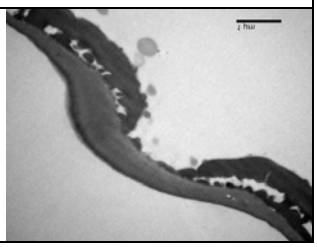
5. *Blackmore S., Wortley A.H., Skvarla J.J.,* et al. (2007). Pollen wall development in flowering plants. New Phytol. 174. P. 483–498.

6. *de Leeuw J.W., Versteegh G.J.M., van Bergen P.F.* (2006). Biomacromolecules of algae and plants and their fossil analogues. Plant Ecology. 182. P. 209 –233.

7. *Gabarayeva N., Hemsley A.R.* (2006). Merging concepts: The role of self-assembly in the development of pollen wall structure //Rev. Palaeobot. Palynol. 138. P. 121–139.

8. *Nilsson S., Praglowski J.* (1992). Erdtman's handbook of palynology. Copenhagen, Munksgaard. 2nd ed. 580 p.

Таблица

Тетрадная стадия	Схема формирования спородермы	Микрографии TEM	Ацетолизированный материал
Ранняя тетрада		Nicotiana tabacum	
Появление периплазматического пространства, заложение матрикса примэкзины			–
Средняя тетрада			
Формирование примэкзины и заложение апертур			–
Поздняя тетрада			
Развитие апертурной пробки, заложение ламелл эндэкзины			
Растворение каллозы			
Формирование эндэкзины, отложение интины вокруг апертурной пробки			
Зрелая спородерма			
Столбиковая эктэкзина, ламеллятная эндэкзина, гомогенная интина			

Условные обозначения: ап – апертура; ин – интина; кл – каллоза; ма – матрикс примэкзины; пм – примэкзина; пр – протопласт; энд – эндэкзина.

МИКРОСПОРЫ ИЗ ДИСПЕРСНЫХ РЕПРОДУКТИВНЫХ ОРГАНОВ ВЫСШИХ РАСТЕНИЙ (СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ДЕВОН ЛАТВИИ)

Раскатова М.Г.
Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, e-mail: mgraskatova@yandex.ru

MICROSPORES FROM DISPERSED REPRODUCTIVE ORGANS OF HIGHER PLANTS (THE MIDDLE AND THE UPPER DEVONIAN OF LATVIA)

Raskatova M.G.
Voronezh State University (VSU), Voronezh, e-mail: mgraskatova@yandex.ru

Как правило, девонские миоспоры не связаны с таксонами, выделяемыми по целым растениям. Находки спор in situ довольно редки, поэтому значительный интерес представляют также споры, извлеченные из дисперсных спорангиев, приуроченных к определенным стратиграфическим уровням. Детальное изучение спор из этих спорангиев позволяет, в некоторых случаях, установить морфологическую однотипность микро- и мегаспор, в других случаях – проследить за изменением признаков в пределах одного спорангия, играющих важную роль в искусственной систематике миоспор, а также выяснить возможные морфологические аналогии между инситными спорами и спорами выделенными из дисперсных спорангиев.

Дисперсные спорангии, содержащие микроспоры были выделены нами из средне- и верхнедевонских отложений Латвии. Первый дисперсный спорангий был обнаружен в глинистых отложениях карьера Лоде, расположенного южнее г. Валмиера в левом берегу р.Гауйя. Он был выделен из отложений принадлежащих тафоценозу А, вероятнее всего, слагающего верхнюю часть формации Гауйя. Из этого тафоценозеа описано растение *Svalbardia banksii* Matten [4]. Нами, из данного тафоценоза было исследовано два образца. Полученные препараты содержали незначительное количество миоспор плохой, удовлетворительной и, реже, хорошей сохранности. Кроме миоспор в препаратах присутствовали фрагменты растительной и спорангиальной тканей. Из второго образца извлечен частично разрушенный спорангий овальной формы, размером 1мм в длину и 0,5мм в ширину (Табл.1, Фиг.1), в котором сохранились микроспоры (Табл.1, Фиг.2). Спорангий обрабатывался смесью Шульца (HNO_3+$KClO_3$) в термостате при температуре 70°, после чего оболочка спорангия растворялась 10% раствором аммиака. Выделенные микроспоры представляли собой трилетные каватные споры округло-треугольного очертания с мелкобугорчатой (зернистой) скульптурой экзины (Табл.1, Фиг.5), размером 45-65μm. Эти микроспоры принадлежат формальному роду *Gemiospora: G.* cf. *nalivkinii* (Naum.) Obukh. Кроме микроспор из спорангия нами был изучен комплекс дисперсных миоспор (ILo) содержавшихся в породах тафоценоза А. Особенностью этого миоспорового комплекса является доминирование миоспор рода *Geminospora*: *G. micromanifesta* (Naum.) Arkh. (Табл.1, Фиг.4), G. *micromanifesta* (Naum.) Arkh. *var. crispus* Tschibr. (Табл.1, Фиг.3), *G. rugosa* (Naum.) Obukh., G. *notata* (Naum.) Obukh., *G.* cf. *nalivkinii* (Naum.) Obukh. Часть миоспор этого рода соединены в тетрады (Табл.1, Фиг.6), встречаются также скопления микроспор заключенные в обрывки спорангиальной ткани. Несколько крупных миоспор (<200μm) различной, чаще плохой сохранности можно отнести к роду *Biharisporites* (Табл.1, Фиг.7). Миоспоры этих двух родов по своим размерам и морфологии (Табл.1, Фиг.8) могут быть отнесены к микро- и мегаспорам предположительно одного растения, как это уже отмечалось для инситных микро- и мегаспор растения *Tanaitis furcihasta* Krassilov, Rask. et Istch. [1]. Кроме отмеченных родов в комплексе присутствуют крупные миоспоры с выростами (200-300мк), которые принадлежат родам: *Ancyrospora*: *A. incisa* (Naum.) M.Rask. et Obukh., *A. fidus* (Naum.)

Obukh.; и *Hystricosporites* sp. В небольшом количестве (2-3%) присутствуют миоспоры с колючковидной орнаментацией экзины: *Apiculatisporis uncatus* (Naum.) Oshurk., *Iugisporis impolitus* (Naum.) Oshurk., с патинатной экзиной: *Archaeozonotriletes variabilis* (Naum.) Allen и *Chelinospora concinna* Allen. Отмечены скопления мелких (10-15мк) миоспор с гладкой экзиной, частично покрытых спорангиальной тканью. Основываясь на составе палинокомплекса ILo и присутствии подзональных видов-индексов (особенно это относится ко второму виду-индексу – *Geminospora micromanifesta* - 8%) отложения из карьера Лоде можно охарактеризовать подзоной, выделенной для Восточно-Европейской платформы – *Ancyrospora incisa – Geminospora micromanifesta* (IM) [2].

Учитывая присутствие в образцах большого количества растительных остатков трудно утверждать, что микроспоры из дисперсного спорангия и сам спорангий принадлежат растению *Svalbardia banksii* Matten. Можно только предполагать, что распространенные в ILo палинокомплексе миоспоры доминирующего рода *Geminospora* являлись продуцентами этого растения, т.к. виды этого формального рода миоспор широко изучены и проиллюстрированы в работах посвященных изучению спороношения позднедевонских археоптеридных. В том числе инситные микроспоры рода *Geminospora* были установлены в спорангиях *Svalbardia polymorpha* Hшeg и *S. scotica* Chaloner [3].

Второй дисперсный спорангий был выделен нами из отложений памушского регионального горизонта в скважине 13, расположенной юго-западнее г. Бауски в левобережье р. Лиелупе. В глинистых отложениях содержалось незначительное количество растительных остатков и фрагменты репродуктивных органов высших растений. Один из дисперсных спорангиев (Табл.1, Фиг.11), обнаруженный в образце на глубине 70.0 м был обработан с использованием вышеописанной методики. Из него были выделены скопления мелких (35-40μm) трехлучевых акаватных зонатных микроспор без скульптуры (Табл.1, Фиг.9, 10). Щель разверзания широкая с утолщенным краем, лучи щели извилистые. Экзоэкзина по экватору образует узкую красситуду. Изученные микроспоры сходны с дисперсным таксоном *Stenozonotriletes laevigatus* Naum. Памушский горизонт в разрезе скв.13 охарактеризован комплексом миоспор хорошей сохранности [5], относящимся к зоне Archaeoperisaccus ovalis – Verrucosisporites grumosus (OG), выделенной для среднефранских отложений Восточно-Европейской платформы [2]. Доминирующими родами, в составе которых наблюдается значительное видовое разнообразие, являются *Geminospora*: *G. rugosa* (Naum.) Obukh., *G. compacta* (Naum.) Obukh., *G. semilucensa* (Naum.) Obukh. et M.Rask., *G. notata* (Naum.) Obukh. и *Stenozonotriletes*: *S. laevigatus* Naum., *S. definitus* Naum., S *simplicissimus* Naum., *S. pumilus* (Waltz.) Naum., *S. conformis* Naum. В мацерате, в скоплениях миоспор присутствуют виды рода *Stenozonotriletes* и *Calamospora*, но инситного захоронения миоспор этих родов в изученных отложениях не установлено. Кроме того, не встречены остатки высших растений, которые могли бы продуцировать эти миоспоры. В литературе споры дисперсного рода *Stenozonotriletes* идентифицировались с микроспорами франского гетероспорового растения *Zosterophyllum timanianum* (Petrosjan) S.Snig. и с мегаспорами франского растения *Dimeripteris gracilis* Schmalh. из местонахождения на Северном Тимане [6].

Таким образом, изученные нами микроспоры из первого спорангия, обнару-женного в среднедевонских отложениях карьера Лоде и второго спорангия – из верх-недевонских отложений скважины 13, пробуренной юго-западнее г. Бауски, позволяют установить соответствие этих микроспор дисперсным таксонам, в значительном коли-честве присутствующим в изученных комплексах миоспор, и позволяют предполагать возможность продуцирования этих микроспор растениями, принадлежность к которым данных формальных таксонов уже установлена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Раскатова М. Г*. (1995). Споры *Tanaitis* (археоптеридные) и дисперсные миоспоры зоны *Contagisporites optivus – Spelaeotriletes krestovnikovii* // в: Болиховская Н.С., Кременецкий К.В., Ровнина Л.В., Сафарова С.А. (ред.). Палинология в России. Сборник научных трудов к IX Международному палинологическому конгрессу в Хьюстоне, Техас, 1996. Часть 1-2. Москва. С. 60-69.

2. *Avkhimovitch V.I., Tchibrikova E.V., Obukhovskaya T.G.,* et al. (1993). Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine. V. 17. No. 1. P. 79-147.

3. *Balme B.E*. (1995). Fossil in situ spores and pollen grains: an annotated catalogue. Review of Palaeobotany and Palynology. 87. P. 81-323.

4. *Jurina A.L., Raskatova M.G*. (2011). The progymnosperm and miospores from the Devonian Lode Formation of Latvia // in: Lukševičs E., Stinkulis Ģ. and Vasiļkova J. (eds.). The Eighth Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts. 28 August – 1 September 2011. Latvia. Riga. P. 30.

5. *Raskatova M.G., Jurina A.L.* Peculiarities of Frasnian miospore assemblages of Baltic Region // in: Lukševičs E., Stinkulis Ģ. and Vasiļkova J. (eds.). The Eighth Baltic Stratigraphical Conference. Abstracts. 28 August – 1 September 2011. Latvia. Riga. P. 54.

6. *Tschibrikova E.V*., *Snigirevsky S.M*., *Olly V.A*. (1999). In situ spores of some Frasnian fossil plants from the Northern Timan (Russia). Acta Palaeobotany. Suppl. 2. P. 67-71.

Таблица I. *Микроспоры из дисперсных спорангиев среднего и верхнего девона Латвии*

Фиг. 1. Дисперсный спорангий с микроспорами из формации Гауйя (карьер Лоде), ВГУ, L2011/5sp, x 300; Фиг. 2. Микроспора из дисперсного спорангия - *Gemiospora* cf. *nalivkinii* (Naum.) Obukh., ВГУ, L2011/5ms, x 450; Фиг. 3-4. Миоспоры из палинокомплекса ILo: 3. *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Arkh. *var*. *crispus* Tschibr., ВГУ, L2011/4d, x 450; 4. *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Arkh. ВГУ; L2011/4d, x 450; Фиг. 5. Скульптура экзины экваториальной зоны микроспоры из спорангия и строение конечной части луча щели разверзания, ВГУ, L2011/5ms, x 900; Фиг. 6. Тетрада микроспор из споранигия 1, ВГУ, L2011/6td, x 450; Фиг. 7. Миоспора из палинокомплекса ILo – *Biharisporites* sp., ВГУ, L2011/4d, x 450; Фиг. 8. Скульптура экзины проксимальной части миоспоры *Biharisporites* sp., ВГУ, L2011/4d, x 900; Фиг. 9. Микроспора из дисперсного спорангия памушского горизонта верхнего девона – *Stenozonotriletes laevigatus* Naum., ВГУ, L2011/32mc, x 450; Фиг. 10. Скопление микроспор из дисперсного спорангия памушского горизонта, ВГУ, L2011/32mc-m, x 300; Фиг. 11. Дисперсный спорангий из памушских отложений, ВГУ, L2011/32sp, ЭМ x 250.

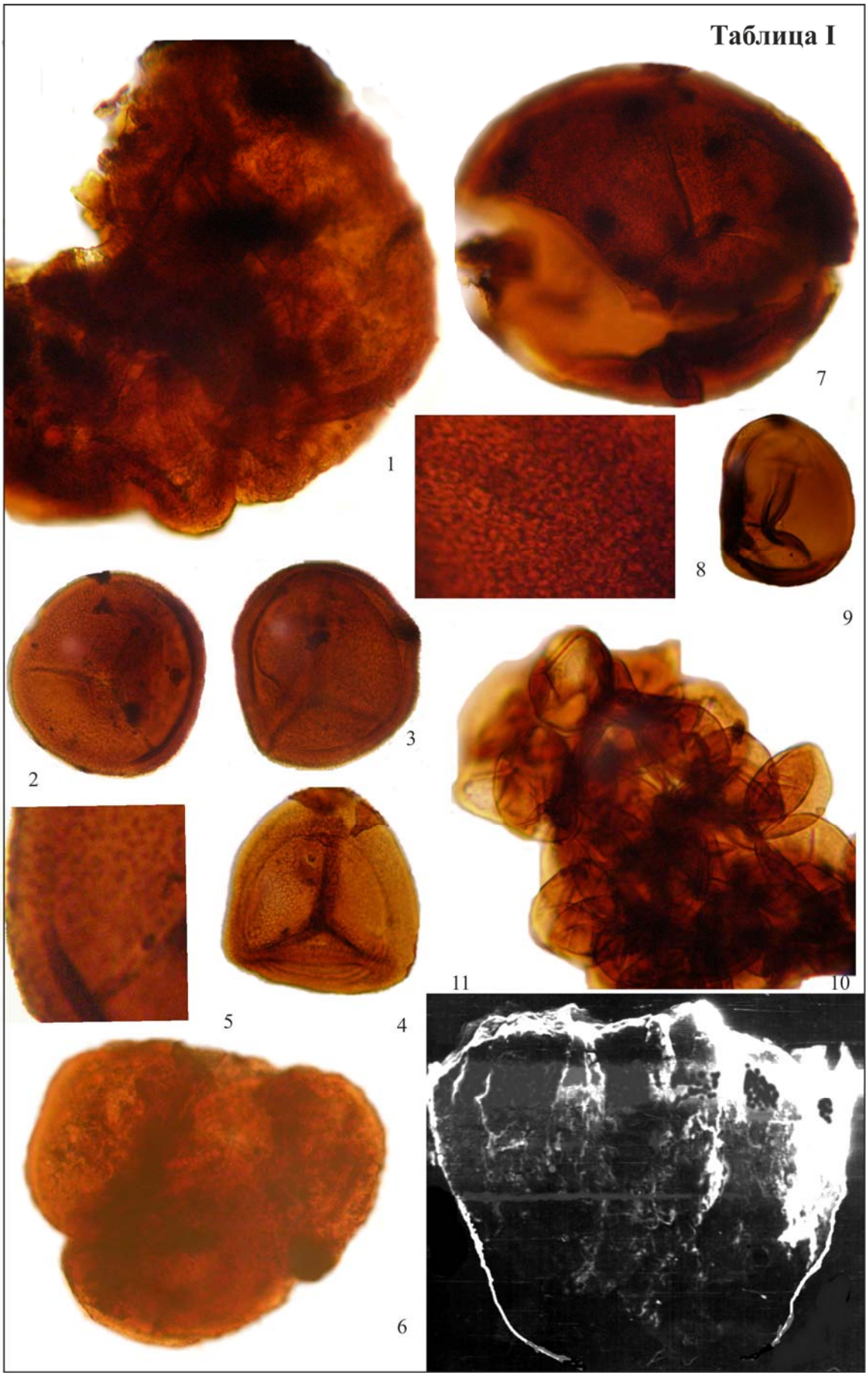


Таблица I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

О ДРЕВНЕЙШИХ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ИНТЕРВАЛАХ В ГЛЯЦИОПЛЕЙСТОЦЕНЕ БЕЛАРУСИ

Рылова Т.Б., Савченко И.Е.
Институт природопользования НАН Беларуси, e-mail: rylova@nature.basnet.by

ANCIENT INTERGLAGIAL INTERVALS IN GLATSIOPLEYSTOCENE OF BELARYS

Rylova T.B., Savchenko I.E.
Institute for Nature Manegement NAS of Belarus, e-mail: rylova@nature.basnet.by

Согласно стратиграфической схеме четвертичных отложений Беларуси между наревским и березинским ледниковыми горизонтами залегает древнейший межледниковый беловежский горизонт, который состоит из борковского, нижнинского и могилевского подгоризонтов [10].

Беловежский этап – один из наиболее сложных в плейстоцене. В нем выявлены два теплых интервала, рассматриваемые многими исследователями как самостоятельные межледниковья (беловежское s.s. и могилевское), разделенные холодным интервалом, соответствующим малому нижнинскому оледенению [2, 4, 9]. Поскольку нижнинская морена на территории Беларуси отсутствует, названные этапы в настоящее время рассматриваются в составе одного беловежского межледниковья.

Борковское время. По палинологическим данным в отложениях борковского подгоризонта выделены 8 региональных пыльцевых зон (bl1 –bl8) [8]. Процесс развития растительности этого теплого интервала следующий: bl1 *Betula – Larix – Picea* – смешанные березово-хвойные (елово-лиственнично-сосновые) и хвойно-березовые леса. Диапазон палеотемператур, вычисленный методом совмещения «климатических ареалов» растений: $t°_{VII}$ = +11,5°…+20°C, $t°_{I}$ = 0°…–16°C [4]; bl2 *Pinus – Betula* – сосново-березовые леса с примесью лиственницы, ели и термофильных пород ($t°_{VII}$ = +17°…+20,5°C, $t°_{I}$ = 0°…–14°C); bl3 *Quercus – Ulmus* –широколиственно-хвойные (дубово-вязово-сосновые) леса с участием березы и ольхи ($t°_{VII}$ = +18°…+21°C, $t°_{I}$ = +3°…–4°C); bl4 *Quercus – Ulmus – Corylus* – широколиственные леса из дуба, вяза, липы, клена, ясеня с лещиной ($t°_{VII}$ = +19°…+24,5°C, $t°_{I}$ = +3°…–4°C); bl5 *Quercus – Picea* (+*Abies* для западных районов) – широколиственно–хвойные леса с орешником и бирючиной в подлеске ($t°_{VII}$ = +18,5°…+20,5°C; $t°_{I}$ = +0,5°…–4°C); bl6 *Pinus – Picea* (+*Abies* для западных районов) – сосново–еловые или сосново–елово–пихтовые леса с участием березы, ольхи, термофильных пород и орешника ($t°_{VII}$ = +15,5°…+19°C; $t°_{I}$ = 0°…–8°C); bl7 *Pinus – Picea – Betula* – сосновые и сосново–еловые леса с участием березы; bl8 *Pinus – Betula – Larix* – хвойно-мелколиственные разреженные леса (для двух последних фаз $t°_{VII}$ = +11,5°…+20,5°C; $t°_{I}$ =+0,5°…–16°C).

Нижнинский подгоризонт представлен перигляциальными отложениями мощностью до 3,5 м и изучен палинологически в разрезах Нижнинский Ров [6 и др.], Красная Дуброва [7 и др.], Голицы [8] и др. Выявленные пыльцевые зоны характеризуют три фазы развития растительности в нижнинское время: nz1 NAP – *Larix– Betula* – разреженные лиственнично–березовые леса с сосной и елью и открытые пространства, типа лесотундры – стадиал; nz2 *Pinus – Picea – Betula* – хвойно-мелколиственные леса из сосны, березы, ели с примесью лиственницы, таежного типа – интерстадиал; nz3 NAP – *Betula nana* – травянисто-кустарничковые группировки с тундровыми видами и разреженные березовые колки – стадиал. Перигляциальные условия этого времени отмечали многие исследователи [3, 6, 7].

Отложения нижнинского подгоризонта коррелируются с перигляциальными слоями, разделяющими в Рославльском страторайоне России глазовскую и

конаховскую свиты [1]. Развитие природного процесса в это время было сходным и на территории Прибалтики [5]. В настоящее время многими польскими исследователями два теплых интервала фердинандовского межледниковья рассматриваются как самостоятельные межледниковья, а разделяющий их интервал сопоставляется с оледенением [11]. В Западной Европе аналогами рассмотренных интервалов являются интергляциалы II (Westerhowen) и III (Rosmalen), разделенные гляциалом B [12].

Могилевское время. Палинологические данные по разрезам Нижнинский Ров [6], Красная Дуброва [7], Смолярка, Угляны [3] и др, позволяют выделить в отложениях этого теплого интервала 5 региональных пыльцевых зон: mg 1 *Larix–Betula–Pinus* – березово-сосновые и сосново-березовые леса с лиственницей и елью ($t°_{VII}$ = +11,5°…+20,5°C, $t°_{I}$ = 0°…–16°C); mg 2 *Quercus–Ulmus–Tilia* – широколиственные дубово-вязово-липовые и широколиственно-хвойные леса ($t°_{VII}$ = +19°…+20,5°C, $t°_{I}$ = +0,5°…–4°C); mg3 *Carpinus–Quercus–Alnus–Picea* –хвойно-широколиственные леса из ели, сосны, граба, дуба, липы, вяза, клена, ясеня ($t°_{VII}$ = +19°…+20,5°C; $t°_{I}$ = +0,5°…–4°C); mg 4 *Picea–Pinus–Betula–Carpinus* – хвойно-широколиственные леса ($t°_{VII}$ = +16,5°…+20,5°C, $t°_{I}$ = +0,5°…–7,5°C); mg 5 *Betula–Pinus–Picea* – сосново-березовые и березово-сосновые леса с лиственницей, елью, можжевельником ($t°_{VII}$ = +13°…+19°C, $t°_{I}$ = –1°…–16°C).

Пыльцевая зона, соответствующая отложениям **раннеберезинского** времени, отражает лесотундровые ландшафты, занятые травянистой растительностью и березово-лиственничными разреженными группировками.

Таким образом, палинологические исследования отложений беловежского горизонта Беларуси свидетельствуют о том, что растительность борковского и могилевского времени имеет межледниковый характер и может соответствовать самостоятельным межледниковьям, разделенным малым нижнинским оледенением, не выходившим за пределы Фенноскандинавии или занимавшим крайние северо-западные районы Русской равнины, что согласуется с точкой зрения Л.Н. Вознячука [4].

Работа выполнена при поддержке гранта БРФФИ № Х10ГКНТ-003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бирюков* и др. (1992). Четвертичные отложения Рославльского стратотипического района // Стратигр. и палеогеогр. четв. периода Вост. Европы. М. С. 152-180.

2. *Величкевич Ф.Ю.* (1996). Стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Беларуси // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 4. № 6. С. 75-87.

3. *Величкевич Ф.Ю.* и др. (1996). Березовский страторайон плейстоцена Белоруссии. Мн. 146с.

4. *Вознячук Л.Н.* (1985). Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Проблемы плейстоцена. Мн. С. 8-55.

5. *Кондратене* О.П. (1996). Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс. 213 с.

6. *Кондратене О.П., Санько А.Ф.* (1985). Условия залегания и палинологическая характеристика межледниковых отложений в овраге Нижнинский Ров // Проблемы плейстоцена. Мн. С. 101-124.

7. *Махнач Н.А., Рылова Т.Б.* (1986). Стратиграфическое расчленение древнеозерных плейстоценовых отложений Речицкого Приднепровья // Плейстоцен Речицкого Приднепровья Белоруссии. Мн. С. 56-75.

8. Палеогеография кайнозоя Беларуси. (2002). Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси. 164 с.

9. *Рылова Т.Б., Савченко И.Е*. (2007). Палиностратиграфия, растительность и климат древнейших межледниковых интервалов гляциоплейстоцена Беларуси // Seminarium Polsko-Bialoruskie. W. P. 21–29.

10. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка (2010). / С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. ред. Минск: ГП «БелНИГРИ». 282 с.

11. *Pidek, I.A.. Maiek M.* (2010). A bi-partite Ferdinandovian succession from Jukyw, Eastern Poland: a new palynostratigraphic apporoach // Geological Quaterly. V. 54. N 1. P. 69–84.

12. Zagwijn W.H. (1996). The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe // The Early Middle Pleistocene in Europe. P. 145-172.

ИЗУЧЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЯРНОГО УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ ПАЛИНОФЛОРЫ ХОЛОДНОЙ ФАЗЫ И СОСТАВ ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ ФОРМ В ДОЛИНЕ Р. ЮНЬЯХА

Рябогина Н.Е.[1], Агафонов А.Г.[2], Семочкина Т.Г.[1]

[1]Институт проблем освоения Севера СО РАН (ИПОС СО РАН), Тюмень, e-mail: ryabogina@rambler.ru

[2] ОАО Сибирский научно-аналитический центр (СибНАЦ), Тюмень, e-mail: a-g-agafonov@yandex.ru

QUATERNARY DEPOSITS ON THE POLAR URALS: FEATURES OF THE POLLEN FLORA OF THE COLD PHASE AND REDEPOSITED FORMS IN THE VALLEY OF R. YUNYAHA

RyaboginaN.E.[1], Agafonov A.G.[2], Semochkina T.G.[1]

[1] Institute of Northern Development Siberian Branch of RAS, Tyumen, e-mail: ryabogina@rambler.ru

[2] Siberian Scientific Analytical Center, Tyumen, e-mail: a-g-agafonov@yandex.ru

В рамках геолого-минералогического картирования масштаба 1: 200 000 (ГМК-200) исследован разрез четвертичных отложений среднего течения р. Юньяха, расположеный на западном склоне Полярного Урала в пределах Усинско-Лемвинской депрессии (республика КОМИ) (рис. 1).

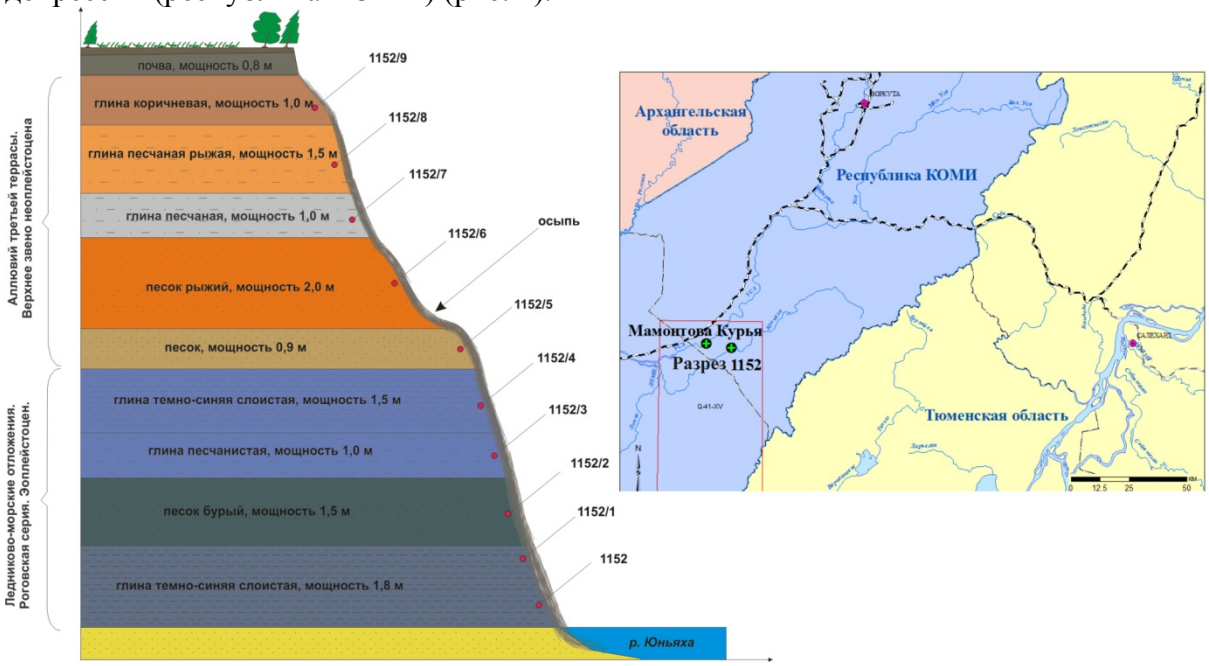


Рис. 1. Местоположение и строение опорного разреза рыхлых отложений (разрез 1152 левобережье р. Юньяха).

Объем работ направленных на изучение рыхлых отложений был минимален и сводился преимущественно к дешифрированию, полевым геолого-геоморфологическим маршрутам. Тем не менее, принципиально важным вопросом при картировании рыхлых осадков было установление территории распространения отложений роговской серии и их палеоклиматическая характеристика (для установления границ распространения палеобассейна Коми), поэтому часть объема работ была направлена изучение разреза на левобережье среднего течения р. Юньяха (рис.1). Предшественниками отложения роговской серии картировались лишь в бассейне р. Усы, а также в скважинах картировочного бурения при проведении геологической съемки [3] в основании разреза четвертичных отложений. Сторонники теории морского происхождения диамиктоновроговской серии относят их к морским, ледниково-

морским образованиям. Обоснованием, является наличие в составе диамиктонов морской микрофауны, а также обломков и редких целых створок макрофауны.

Непосредственно на территории листа Q-41-XVв суглинках нижней части разреза встречены фораминиферы и морские диатомеи [3]. Севернее в районе р. Ния-Ю Гессе в 1963 году отобраны образцы, из которых И.Н. Семеновым (ВКГРЭ) выделены и определены следующие фораминиферы: Cassidalina islandica Norvand, C. sf. Norcrossi Cushman, Saccamina sp. и др., а также многочисленные обломки спикул губок, рыбьих костей и растительные остатки.

Анализ солености [3] показал, что образование суглинков происходило в пресной или опресненной воде. Авторы склоняются к версии принадлежности осадков серии к озерно-ледниковому генезису, то есть именно в эоплейстоценовое время палеобассейн Коми являлся закрытым озером или морем с активной подпиткой пресной водой в связи с поступлением льдов с Уральского горного сооружения. Возраст пород роговской серии согласно легенде к полярноуральской серии листов [5] определяется как эоплейстоценовый (800 тыс. лет).

В ходе изучения разреза р. Юньяха (рис. 1) установлено - нижняя существенно глинистая часть принадлежит к породам роговской серии. В средней ее части попадаются прослои песка, что свидетельствует о нестабильном базисе эрозии. Верхняя часть разреза сложена аллювиальными отложениями третьей надпойменной террасы верхнего звена неоплейстоцена. Возраст толщи определен по соотношению с породами второй надпойменной террасы, детально исследованной Астаховым [Астахов, 1998]. Данное обнажение носит название Мамонтова Курья, расположено оно в среднем течении р. Уса (левый борт реки). Здесь детально исследованы костные остатки нижнего слоя, которые датированы радиуглеродным методом. Полученные даты ^{14}C находятся в интервале 32-40 тыс. лет. Из перекрывающих кости песков этого же слоя получены OSL даты в интервале 38 ±3 и 50 ±3 тыс. лет, что относительно хорошо согласуется с радиоуглеродными данными. Приблизительно в этом же диапазоне находятся OSL датировки песков в разрезе 9217 у п. Сивомаскинский – 43,5±3,4 и 44,6±2,9 тыс.л.н. [7]. Следовательно, возраст пород третьей террасы находится в интервале от 50 до 130 тыс. лет (верхний неоплейстоцен – вторая ступень).

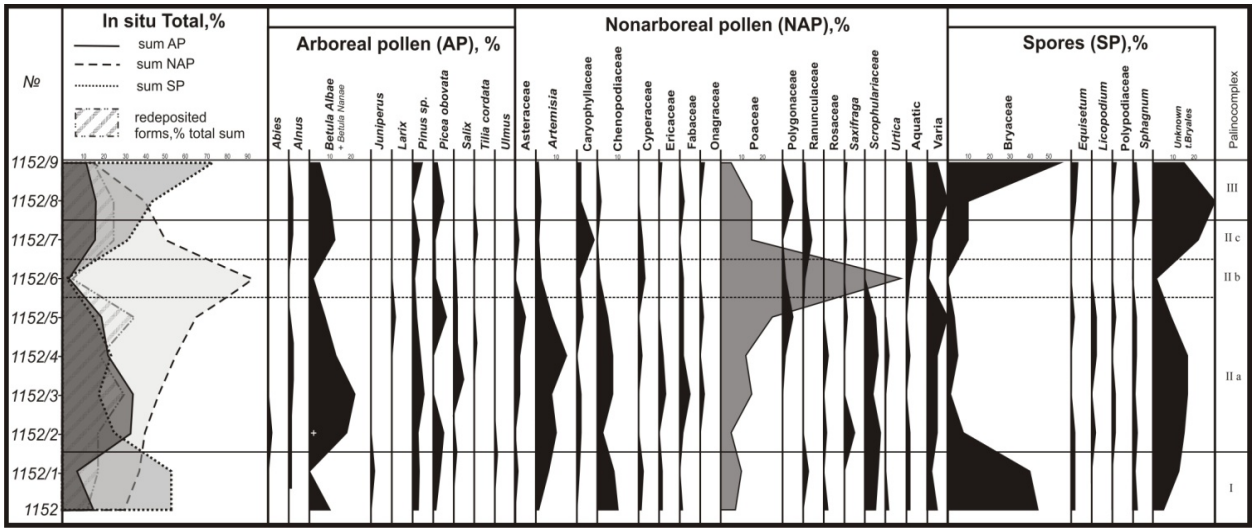


Рис. 2. Палинологическая диаграмма разреза 1152.

Палинологический анализ отложений выявил компоненты четвертичного возраста и переотложенные пермские, мезозойские и палеогеновые формы. Состав четвертичных

спорово-пыльцевых комплексов (рис. 2) в целом характерен для холодно-степных растительных формаций с участками разреженного березового леса и редкой примесью хвойных. Они существенно отличаются от спорово-пыльцевых комплексов бореально-таежного облика, установленных в средней части разреза 9217 близ п. Сивомаскинский [7]. В связи с этим мы склонны относить выявленный тип к флорам холодных фаз, характерным для конца ледниковых эпох [2]. Аналогичные палиноданные, вместе с комплексом холодолюбивых диатомовых водорослей, были извлечены из песков, слагающих основание второй надпойменной террасы р. Усы [4,6].

Нижний палинокомплекс I (обр. № 1152 – 1152/1), выделен из отложений слоистой темно-синей глины и характеризуется обилием спор зеленых мхов *Bryales* gen. sp. – 44-39% с редким участием *Sphagnum* sp. и *Equisetum* sp. Значительную долю составляет пыльца трав группы ксерофитов Chenopodiaceae gen. sp. -10,4%, Poaceae gen. sp. – 10,4% и *Artemisia* sp. – 6,8%, а также Scrophulariaceae gen. sp. -6,8%, Ericaceae gen. sp., Cyperaceae gen. sp., Rosaceae gen. sp., *Potomageton* sp. и прочих. Среди древесно-кустарничковой группы (16,7%) преобладает *Betula sect. Albae* – 9,9%, при единичном участии *Alnus sp., Juniperus sp., Picea sp., Pinus sp., Salix* sp. Количество пыльцы хвойных растений слишком мало, чтобы предполагать их заметное участие в составе местной растительности, вероятнее всего это пыльца занесена ветром.

В средней части разреза выделен палинокомплекс II из песков и глин (обр. №№ 1152/2 - 1152/8), он отличается от нижележащего ярко выраженным доминированием во всех спектрах пыльцы трав (от 40 до 96%). По набору слагающих компонентов палинокомплекс однороден, но в нем выделяются три стадии развития злаковых криофильных лугов:

- IIa (обр. № 1152/2-1152/5) характеризуется сокращением роли споровых (до 15,5%) и увеличении доли пыльцы древесно-кустарниковых растений (до 34%). Группа пыльцы трав отличается постепенным увеличением вверх по разрезу доли злаков Poaceae gen. sp. (до 25%) и полыни *Artemisia* sp. (до 13%), но меньшей долей маревых Chenopodiaceae gen. sp. - 8,6-4,3%. Характерно присутствие разнотравья Asteraceae gen. sp. – 1,7%, Cichoriaceae gen. sp.- 2,6%, Caryophyllaceae gen. sp. - 2,6%, Onagraceae gen. sp. - 1%, Polygonaceae gen. sp.-4,3%, Rosaceae gen. sp. – 1,7%, *Saxifraga* sp. -6,1%, Fabaceae gen. sp. – 3,5%, Scrophulariaceae gen. sp.-7,6%, Valerianaceae gen. sp. 0,9% и Ericaceae gen. sp. – 0,8%. Среди древесно-кустарничковой группы по-прежнему в наибольшем количестве встречена пыльца *Betula sect. Albae* – максимум до 23% в нижней части палинокомплекса, при единичном участии *Betula sect. Nanae, Larix* sp., *Abies* sp., *Tilia* sp.; отчетливо проявилось небольшое увеличение доли *Alnus* sp., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Salix* sp. Состав споровой части спектра отмечен единичным появлением *Lycopodium alpinum, L. appressum, L. clavatum*, на фоне постоянного присутствия Bryaceae – 20%, Polypodiaceae gen. sp. и *Shagnum* sp.
- IIb (обр. №1152/6) выделяется по экстремально большой доле пыльцы злаков Poaceae gen. sp. (89%). За счет этого доля прочих компонентов спорово-пыльцевого спектра (а также переотложенных форм) кажется относительно малой, хотя состав основных компонентов спектра практически не изменился.
- IIc (обр. №1152/7) по общему составу палиноспектров похож на палинокомплекс IIa. Однако, на фоне доминирования пыльцы злаков Poaceae gen. sp. – 16,6%, доля пыльцы таких ксерофитных элементов как Chenopodiaceae gen. sp. и *Artemisia* sp. осталась невыразительной, в то время как роль субдоминантов в травяных группировках перешла к Caryophyllaceae gen. sp. – 9,3%, Ranunculaceae gen. sp. - 4,6%., Cyperaceae gen. sp. – 1,3%, Asteraceae gen. sp. – 1,3%.

Палинокомплекс III (обр. № 1152/8-1152/9) выделен из отложений рыжей и бурой глины в кровле разреза. Для комплекса характерно доминирование споровых (43-72%)

при минимальном участии пыльцы ксерофитов. В пробах вновь отмечено обилие спор зеленых мхов Bryales – 44-39% с участием *Sphagnum* sp., *Equisetum* sp. и Polypodiaceae gen. sp. В составе древесной пыльцы преобладает *Betula sect. Albae* – 10%, при участии *Picea* sp., *Pinus* sp., единично *Alnus* sp. Пыльца злаков Poaceae gen. sp. уже не является абсолютным доминантом в составе трав, а составляет часть злаково-разнотравного комплекса с участием Apiaceae gen. sp. – 3%, Caryophyllaceae gen. sp. – 1,7%, Ranunculaceae gen. sp. – 1,7%., Ericaceae gen. sp., Onagraceae gen. sp., Polygonaceae gen. sp., *Potomageton* sp.

Таким образом, отложения, включающие палинокомплекс I, сформировались в условиях холодного климата, растительность представлена перигляциальными травяно-моховыми сообществами с ксерофитными злаковыми и марево-полынными группировками и участками березовых редколесий, с ольховником, елью, можжевельником и полярной ивой вдоль рек. Во время формирования палинокломплекса II тип ландшафта принципиально не изменился – это холодные степи с элементами тундровой растительности и березовыми редколесьями (тундростепи). Тем не менее, осадконакопление происходило в климатических условиях более мягких (потепление?), чем предыдущие, благодаря чему доля березовых редколесий с участием ели увеличилась. Выделенные в палинозоне стадии (IIa, IIb, IIc) отражают процесс развития и деградации кочкарно-кустовых тундровых злаковников, почти вытеснивших моховые тундры. На начальном этапе их развитие сопровождалось обильным участием ксерофитов на фоне очень сухих условий (IIa), позже - мезофитного разнотравья, что позволяет предположить некоторое улучшение условий увлажнения. Отложения, включающие палинокомплекс III, сформировались уже в условиях холодного, но умерено влажного климата, растительность представлена перигляциальными травяно-моховыми сообществами с разнотравно-злаковыми группировками и участками березовых редколесий, с елью, вдоль рек.

Обилие переотложенных форм пыльцы и спор не является неожиданностью, почти для всех отложения плейстоцена и голоцена Урала и арктического шельфа характерно содержание переотложенных микрофоссилий. В исследованных пробах доля переотложенных микрофоссилий непостоянна, колеблется от 4,8 до 35,9 %, что сравнительно немного для четвертичных отложений этого региона (среднее количество переотложенных форм Большеземельской тундры, арктического шельфа и Полярного Урала достигает 60-80 %). Во всех отложениях постоянно отмечаемые остатки диатомовых и зеленых водорослей, спикул губок (особенно их много в верхней части разреза). Переотложенные формы представлены: компонентами верхнепермских спорово-пыльцевых комплексов очень хорошей сохранности (*Cordaitina, Vittatina, Striatopinites* и др.); мезозойских спорово-пыльцевых комплексов (*Neorastrickia, Stereisporites, Leiotriletes, Selaginellidites, Cyatheidites, Clathropteris* и др.); палеоценовых спорово-пыльцевых комплексов (*Trudopollis* и др.); эоценовых спорово-пыльцевых комплексов (*Cashtanopsis, Quercus graciliformis, Rhus* и др.); олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов (*Notofagus, Fagus, Jugladaceae, Carya*).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Ю.И.* (1998). О возрасте последнего ледникового покрова Русской Арктики. // Тезисы Всероссийского совещания «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». СПб. С. 8.

2. *Волкова В.С.* (2011). Типы флор и их значение для четвертичной стратиграфии Сибири // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. II. Сыктывкар. С. 64-65.

3. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Северо-Уральская, лист Q-41-XV. Объяснительная записка, сост. В.Н. Гессе и др., ред. Ю.Б.Евдокимов. Москва, 1975.

4. *Данилов И.Д.* (1966). Палеогеографические условия образования ленточных глин Большеземельской тундры // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ. С. 138-152.
5. Легенда к геологической карте Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Воркута. 2009.
6. *Смирнова Т.И.* (1966). Развитие растительности юго-восточной части Большеземельской тундры в верхнем плейстоцене и голоцене // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ. С. 153-166.
7. *Цыганкова А.В., Гусев Е.А., Рекант П.В*. и др. (2006). Новое в стратиграфии четвертичных отложений бассейна реки Усы // Структура, вещество, история литосферы Тимано-североуральского сегмента. Материалы 15-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар. С. 182-185.

ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СПОРОВО–ПЫЛЬЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЙОНАХ С НАЛОЖЕНИЕМ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПОЯСНОСТИ И ШИРОТНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА

Сафарова С.А.
Институт Океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва, e-mail: s.safarova@mail.ru

PECULIARITIES IN INTERPRETATION OF SPORE-POLLEN COMPLEXES IN THE REGIONS WITH THE SUPERPOSITION OF THE VERTICAL BELTS AND THE LATITUDINAL ZONATION OF VEGETATION COVER

Safarova S.A.
P.P.Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow, e-mail: s.safarova@mail.ru

С началом применения спорово-пыльцевого анализа, в геологической и ботанической литературе утвердилось мнение о том, что состав спорово-пыльцевых спектров довольно точно отражает растительность природных зон равнинных территорий. Этот принцип для Восточно-Европейской равнины убедительно обоснован работами В.П.Гричука и его школы [1,2,3], а также других многочисленных исследователей. Подтвердился этот вывод и в наших работах [4], проведенных в условиях широтной зональности растительного покрова на равнинной территории Среднего Поволжья (на основе аэрологических и поверхностных почвенных проб) по различным природным зонам.

Таблица. Спектры, типичные для зон Русской равнины (по В.П. Гричуку).

Состав пыльцы и спор	Пыльца древесных пород, %	Пыльца травянистых растений, %	Споры, %
Леса (хвойно-широколиственные)	45-80	10-40	5-15
Лесостепь	5-30	60-85	<20
Степь	<10	79-90	<20

Проведенные исследования в высотных поясах Минусинской котловины обнаружили иную картину; выяснилось, что соотношения трех основных групп пыльцы и спор не дают возможности выявить к какому поясу относится данный пункт. Дело в том, что в замкнутых межгорных депрессиях пыльца древесных значительно преобладает как в лесостепной, так и особенно в степной зонах, что связано с массовым переносом пыльцы древесных из горного обрамления в котловину. Так, в таежной зоне пыльца древесных в общем составе составляет 40-60 % , в лесостепной - 45 -52 %, в степной зоне – 68-75%. Травянистая пыльца располагается таким образом; - в таежной зоне – 10-22 %, в лесостепной - 30-38%, в степной – 32-56%.

При расшифровке. сложных смешенных спектров, возникающих при сочетании широтной и вертикальной поясности растительного покрова, необходимо выявить компоненты, являющиеся заносными из других зон (поясов). Нужен углубленный анализ всех составляющих с учетом тех из них, которые играют индикаторную роль. Среди пыльцы древесных пород показателем горно-таежных условий является многократное превышение содержания в спектре количества пихты (10-17 % в тайге, против 1-4 % – в степи) и ели (5-7 % против 1-3 %).

Среди травянистых в спектре горно-таежного пояса характерно повышенное содержание пыльцы гвоздичных (7-18 % против 3-6 % в степи). Надежным показателем таежных формаций является обнаружение хотя бы незначительного количества пыльцы *Onagraceae* (2-4%), *Vaccinium* (2-6 %) и таких видов, как *Carex macroura* (из сем. *Cyperaceae*), *Erigeron ciliatus*, *Cacalia hastate* (*Compositae*).

В группе пыльцы травянистых в степях важнейшее значение имеет процент маревых. Ни в одном случае он не снижается ниже 5%, составляя в большинстве 25-30 % и даже доходя изредка до 54 % от общего количества пыльцы группы травянистых; в тайге процент маревых обычно не превышает 2-3 %. Достоверным показателем степных растительных формаций является обнаружение в спектрах пусть даже небольших кодичеств пыльцы *Ephedra monosperma* (из семейства *Ephedraceae*), *Kochia*, *Eurotia*, *Salsola* (из семейства *Chenopodiaceae*), *Iris biglumis*, *Iris flavissima* (из семейства *Iridaceae*), *Senecio campestris* (из семейства *Compositae*).

Процентное соотношение в группе спор в различных почвенных пробах существенно колеблются, поэтому надежную связь между их содержанием в спорово-пыльцевом спектре и растительными поясами установить трудно. Причина этого заключается в приуроченности споровых растений к определенной микросреде, которая на ограниченных участках в гористом и мелко сопочном рельефе может возникать в условиях разных поясов. Так, папоротники, традиционный показатель лесных формаций, в степи нередко произрастают в осиново–березовых колках на северных склонах сопок, разносясь оттуда в прилегающую типично степную равнину. Зеленые же мхи находят убежище у затененных оснований каменных глыб и других местах в любой растительной зоне. Характерным представителем таежных условий может быть лишь *Lycopodium clavatum* и несколько большее, чем в степи, участие в спектре спор сфагновых мхов (1-7 % против 1-2 % в степи).

Для лесостепи характерно присутствие значительного количества пыльцы лиственницы (до 3 % против 1 % в степи) и пыльцы березы (4-12 % против 1-2 % в степи). Среди травянистых показателем лесостепных условий могут быть пыльца осок (26 – 58 % против 3-15 % в степи), а также присутствие представителей семейства *Primulaceae* и видов *Medicago falcate* и *Vicia cracca*.

Весьма существенным показателем, корректирующим правильность установления растительного пояса (зоны) в межгорных котловинах по результатам спорово-пыльцевого анализа, являются различия в **концентрации** спор и пыльцы в почвенных пробах, которые меняются значительно в зависимости от природного пояса. В **тайге**, по нашим исследованиям, концентрация измеряется в диапазоне от 41 до 94 зерен на 1 г почвенного образца, в **степи** - 1-4 , в **лесостепи** – 11-16.

Таким образом, этот **показатель** совместно с другими, указанными выше, необходимо всегда учитывать при интерпретации данных спорово-пыльцевых анализов для установления растительного (высотного) пояса в условиях котловин и их горного обрамления.

Данная методика позволила уверенно реконструировать природные условия голоцена и плейстоцена Южной Сибири, начиная с каргинского времени - около 30 тысяч лет назад [5]. Обнаружилось, что важнейшей закономерностью во внеледниковые эпохи является сохранение высотной поясности, при которой во всех фазах одновременно существуют основные пояса (степной, лесостепной, таежный), но они занимают различные позиции в рельефе, расширяются или сужаются и несколько меняют свой облик, в результате вытеснения одних доминантов другими. Таким образом, в межгорных котловинах смена фаз означает не полную смену растительного покрова района, а проявляется в смещениях границ поясов, расширении (либо сужении) того или иного пояса или его перемещении на другие

позиции в рельефе. Эта закономерность и делает особо сложной интерпретацию спорово-пыльцевых данных гористых регионов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гричук В.П.* (1941). Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных растительных зон Европейской части СССР. Проблемы физической географии М.: Наука. С. 13-21

2. *Гричук В.П.*, *Заклинская Е.Д.* (1948). Анализ пыльцы и спор и его применения палеогеографии. М.: ОГИЗ. 224 с.

3. *Мальгина Е.А*. (1952). Спорово-польцевые спектры поверхностных проб почвы для ряда зон Поволжья // Труды института географии АН СССР. Т. 52. Вып. 7. С. 35-41.

4. *Сафарова С.А*. (1969). Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров и применение палинологической методике к изучению истории о растительности межгорных котловин Южной Сибири (канд. дисс). Казань: КГУ. 26 с.

5. *Сафарова С.А*. (2011). Природная обстановка Южной Сибири в четвертичное время // Материалы Всероссийского совещания «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Апатиты. Т. 2. С. 222-224.

РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ОСНОВЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ (СКВАЖИНЫ ЯЧИНДИНСКАЯ-1, СЕВЕРО-ТУКОЛАНДСКАЯ-1, УСТЬ-ЕНИСЕЙСКИЙ РАЙОН)

Смокотина И.В.
ОАО «Красноярскгеолсъемка», Красноярск, e-mail: Smokotina@list.ru

DIVISION OF CRETACEOUS DEPOSITS UST-ENISEY REGION ON THE BASIS OF PALYNOLOGICAL DATE (BOREHOLES YACHINDINCKAYA, NORTH-TUKOLANDSKAYA-1)

Smokotina I.V.
JSC «Krasnoyarskgeolsyomka», Krasnoyarsk, e-mail: Smokotina@list.ru

По результатам палиностратиграфических исследований нижнего мела в разрезах скважин Ячидинская-1 и Северо-Туколандская-1, расположенных в бассейнах рек Ячинда и Русская (материалы ЗАО «Ванкорнефть»), получены новые данные, уточняющие положение границ свит прибрежных фаций. Процентное содержание групп наземных растений, а также отдельных стратиграфически важных таксонов приведено на рис.1. Прослежены характерные палинокомплексы. Биостратиграфическое расчленение разрезов проведено с применением ранее разработанных для севера Сибири схем по палиноморфам. [1, 2, 3]. Наиболее древний комплекс изучен из нижнехетской свиты с инт. 3036.0+0.6м - 2956.0м разреза скв. Ячиндинская-1. Систематический состав невыразителен и обеднен. Преобладает пыльца голосеменных растений (69.6 – 59.5 %). Доминируют реликты юрской палинофлоры, продолжающие свое развитие в мелу *Leiotriletes* spp., *Disaccites*, *Pinuspollenites* spp., *Alisporites* spp., *Piceapollenites* spp., *Pseudopicea* spp., *Sciadopityspollenites* spp., *Ginkgocycadophytus, Cycadopites dilucidus* (Bolch.)Il. Сопутствуют *Densoisporites velatus*, *Cyathidites* spp. *Stereisporites* spp., *Pilasporites marcidus* Balme., *Osmundacidites* spp., *Lycopodiumsporites* spp.., *Tripartina variabilis* Mal., *Selaginella* spp., *Leptolepidites majo*r Coup. Характерно появление в верхней части разреза (гл. 2956.0 м) *Gleicheniidites* spp., *Lygodiumsporites* spp., *Appendicisporites* spp., *Foraminisporites wonthaggiensis* (Cook. et Det.) Det. Единична *Cedrus* sp., *Podocarpidites* spp., *Piceites latens* Bolch., *Eucommiidites troedssonii* Ertm., *Taxodiaceae*, *Classopollis*, *Araucariacites pexus* Sach. ex Kosenk., микрофитопланктон *Pterospermella* sp., *Ovoidites* sp. По преобладанию юрских реликтов, слабому наполнению проб комплекс сходен с палинокомплексом поздней юры, в то же время появление типичных меловых видов сближают его с палиностратоном берриаса севера Сибири.

В комплексе валанжина, выявленном из суходудинской свиты (инт. 3425.4+8.05 м – 2950.5 м, скв. Северо-Туколандская-1), споровая часть (до 96.2 %) преобладает над пыльцевой. Основной фон составляют *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Osmundacidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites.* Сопутствуют *Densoisporites* spp., *Stereisporites* spp., *Tripartina variabilis*, *Piceapollenites* spp., *Pseudopicea* spp., *Foraminisporites wonthaggiensis*, *Aquatriradites verrucosus* Cook. et Dett., *Appendicisporites* spp. *Cicatricosisporites dorogensis* R.Pot. et Gell., *Lygodiumsporites* spp., *Trilobosporites* sp., *T. canadiensis* Pocock., *Klukisporites* spp., *Taxodiaceae*, *Protoconiferus funarius* (Naum.)Bolch., *Pinuspollenites* spp. Редки *Leptolepidites* spp, *Pilasporites marcidus*, *Lycopodiumsporites* spp., *Obtusisporites junctus* (K.-M.)Pocock., *Hymenozonotriletes bicycla*, *Concavisporites verrucosus* (Delc.et Sprum.)Poc., *Salviniaceae*, *Gleicheniidites* spp., *Classopollis*, *Araucariacites pexus*, *Podocarpidites* spp., *Cedrus* sp., *Sciadopityspollenites* spp., *Alisporites* spp., *Cycadopites* spp. Сравнительный анализ (появление спор *Foraminisporites wonthaggiensis*, *Aquatriradites verrucosus*;

разнообразие схизейных, особенно *Lygodiumsporites* spp., присутствие пыльцы древних хвойных *Protoconiferus funarius*) показал сходство описанного комплекса с палиностратоном валанжина севера Сибири.

Комплекс раннего валанжина установлен из суходудинской свиты (инт. 2834.0+0.54 м - 2736.0+0.5 м, скв. Ячидинская-1). В составе преобладают споры папоротников и мхов (47.9-65.0 %) над пыльцой голосеменных. Доминируют *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Osmundacidites* sp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites*, *Pseudopicea* spp., *Piceapollenites* spp., *Densoisporites* spp. (до 6.3 %). Характерны *Foraminisporites wonthaggiensis*, *F.asymmetricus* (Cook.et Det.)Det.(0.4%), *Kuylisporites lunaris* Cook. et Dett., *Appendicisporites* spp., *Cicatricosisporites dorogensis*, *Lygodiumsporites* spp., *Trilobosporites valanjiensis* K.-M, *T. canadiensis*, *Klukisporites* spp. Сопутствуют *Stereisporites* spp., *Taxodiaceae*, *Protoconiferus funarius*, *Classopollis*, *Araucariacites pexus*, *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites* spp. Редки *Leptolepidites* spp., *Tripartina variabilis*, *Lycopodiumsporites* spp., *Hymenozonotriletes bicycla*, *Concavisporites verrucosus*, *Salviniaceae*, *Selaginella granata* Bolch., *Gleicheniidites* spp., *Rouseisporites reticulatus* Poc., *Cedrus* sp., *Vitreisporites pallidus* (Reis.) Nils., *Sciadopityspollenites* spp., *Alisporites* spp. *Classopollis*, *Cycadopites* spp., микрофитопланктон *Ovoidites* sp. Комплексу присущи черты зонального комплекса раннего валанжина палиностратиграфической шкалы севера Сибири (появление *Foraminisporites asymmetricus*, *Selaginella granata*, *Trilobosporites valanjiensis*, увеличение разнообразия схизейных, особенно *Lygodiumsporites* spp., присутствие *Protoconiferus funarius*) [1, 2].

Комплекс раннего готерива прослежен в пробах в инт. 2517.0+0.3м - 2480.0+0.32м скв. Ячиндинская-1. Доминируют споры папоротников и мхов (60.3-69.0%) над пыльцой голосеменных. Повышается видовое разнообразие: ядро комплекса составляют *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites*. Сопутствуют *Pilasporites marcidus*, *Lycopodiumsporites* spp., *Polypodiaceae*, *Stereisporites* spp., *Marattisporites* sp., *Tripartina variabilis*, *Obtusisporites junctus*, *Hymenozonotriletes bicycla*, *Concavisporites verrucosus*, *Densoisporites* spp., *Kuylisporites lunaris*, *Osmundacidites* spp., *Piceapollenites* spp., *Cycadopites* spp., *Sciadopityspollenites* spp., *Classopollis*, *Araucariacites pexus*, *Podocarpidites* spp., *Pinuspollenites* spp., *Pseudopicea* spp., древние хвойные (*Protoconiferus funarius*, *Piceites* spp., *Protopicea. cerina* Bolch.), *Cedrus* spp., мало *Cooksonites variabilis* Pocock., *Foraminisporites* spp., *Rouseisporites reticulatus*, *Gleicheniidites* spp.). Разнообразны схизейные *Appendicisporites* spp., *Cicatricosisporites* spp., *Lygodiumsporites* spp., редки *Trilobosporites mirabilis* Bolch., *Klukisporites* spp. По преобладанию *Leiotriletes*, *Cyathidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites*; разнообразию схизейных; присутствию *Foraminisporites* spp., *Rouseisporites reticulatus*, *Cooksonites variabilis*, *Kuylisporites lunaris*, *Gleicheniidites* spp., наличию древних хвойных комплекс сопоставим с комплексом раннего готерива севера Сибири.

В комплексе баррема, полученному с инт. 2692.2+7.35м - 2580.0+8.4м (скв. Северо-Туколандская-1) преобладают споры (70.0%) в нижней части интервала разреза и доминирует пыльца (59.2%) – в верхней. На основном фоне *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Osmundacidites* sp., *Disaccites* отмечаются *Stereisporites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Concavisporites verrucosus*, *Hymenozonotriletes bicycla*, *Salviniaceae*, *Aquatriradites verrucosus*, *Appendicisporites* spp. (до 4.0%), *Cicatricosisporites* spp., *Lygodiumsporites* spp., *Klukisporites* spp., *Leptolepidites major*, *Ginkgocycadophytus*, *Cedrus* sp., *Podocarpidites unicus*, *Pseudopicea* sp. *Piceapollenites* spp., *Pinuspollenites* spp., *Classopollis*. Ввиду невыразительности видового состава, а также слабого наполнения проб, вмещающие отложения данного интервала разреза датированы барремом условно.

Комплекс апта установлен из яковлевской свиты (низы) (инт. 2535.3м - 2241.0+0.6м скв. Северо-Туколандская-1). Доминируют споры папоротников и мхов (39.1-69.0%) над пыльцой голосеменных. Основной фон представлен *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites*, *Stereisporites* spp., *Osmundacidites* spp., *Pseudopicea* spp., *Piceapollenites* spp. Сопутствуют *Lycopodiumsporites* spp., *Polypodiaceae*, *Concavisporites verrucosus*, *Densoisporites* spp., *Kuylisporites lunaris*, *Cedrus* spp., *Sciadopityspollenites* spp., *Araucariacites pexus*, *Podocarpidites* spp., *Pinuspollenites* spp., *Protoconiferus funarius*, *Piceites latens*, *Classopollis* (до 5.3%). Постоянны *Gleicheniidites* spp., разнообразны схизейные: *Appendicisporites* spp. (до 4.6%), *Cicatricosisporites* spp. *Lygodiumsporites* spp., *Klukisporites* spp., *Pilasisporites* sp., *Trilobosporites canadiensis*, единичны *Cooksonites variabilis*, *Foraminisporites* spp., *Rouseisporites reticulatus*. В целом комплекс имеет характерные черты: преобладание *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites*; постоянное присутствие *Stereisporites* spp., *Osmundacidites* spp.; разнообразие схизейных; присутствие *Foraminisporites* spp., *Rouseisporites reticulatus*, *Cooksonites variabilis*, *Kuylisporites lunaris*, *Gleicheniidites* spp., *Appendicisporites* spp., *Lygodiumsporites* spp.

Комплексу альба из яковлевской свиты (верхи) (инт. 2232.5м – 2170.0+0.1м скв. Северо-Туколандская-1) свойственно равное соотношение спор и пыльцы в составе. Доминируют *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Osmundacidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites*. Сопутствуют *Stereisporites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., *Pseudopicea* spp., *Pinuspollenites* spp., *Cycadopites* spp., *Cedrus* spp., *Piceapollenites* spp., *Araucariacites pexus*. Появляются споры, типичные для позднего мела: *Taurocusporites reduncus* Chlon., *Foveosporites cenomanicus* (Chlon.)Schvez., *Stenozonotriletes divulgatus* Chlon. Единичны *Tripartina variabilis*, *Salviniaceae*, *Densoisporites* spp., *Kuylisporites lunaris*, *Appendicisporites* spp., *Cicatricosisporites* spp., *Ruffordia goepperti* Seward. *Lygodiumsporites* spp., *Pilasisporites* sp., *Rouseisporites* spp., *Aquatriradites verrucosus*, *Foraminisporites* spp., *Sciadopityspollenites* spp., *Classopollis*, *Podocarpidites* spp., *Protoconiferus funarius*, микрофитопланктон *Hystrichospaeridium* sp., *Ovoidites s*p. Комплексу присущи черты: появление *Stenozonotriletes divulgatus*, *Foveosporites senomanicus*, постоянная встречаемость *Stereisporites* spp., *Cedrus* spp

Близкий по составу комплекс апт-альба выявлен из инт. 1704.4+0.32м - 1690.0 +0.35м. скв. Ячидинская с преобладанием споровой части (47.5-73.2%) над пыльцевой. Сходство наблюдается в разнообразии и повышенном содержании *Gleicheniidites* spp. (до 11.3%), постоянной встречаемости *Stereisporites* spp., *Cedrus* spp., появлении *Stenozonotriletes divulgatus*, *Foveosporites senomanicus* на фоне общего доминирования *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* spp., *Ginkgocycadophytus*, *Disaccites*, *Pinuspollenites* spp., *Pseudopicea* spp., *Cycadopites dilucidus*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И.* и др. (1997). Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири //Геология и геофизика. Т. 38. № 5. С.927-957.

2. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 91 с.

3. Решение *6-го* Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2003. 114 с.

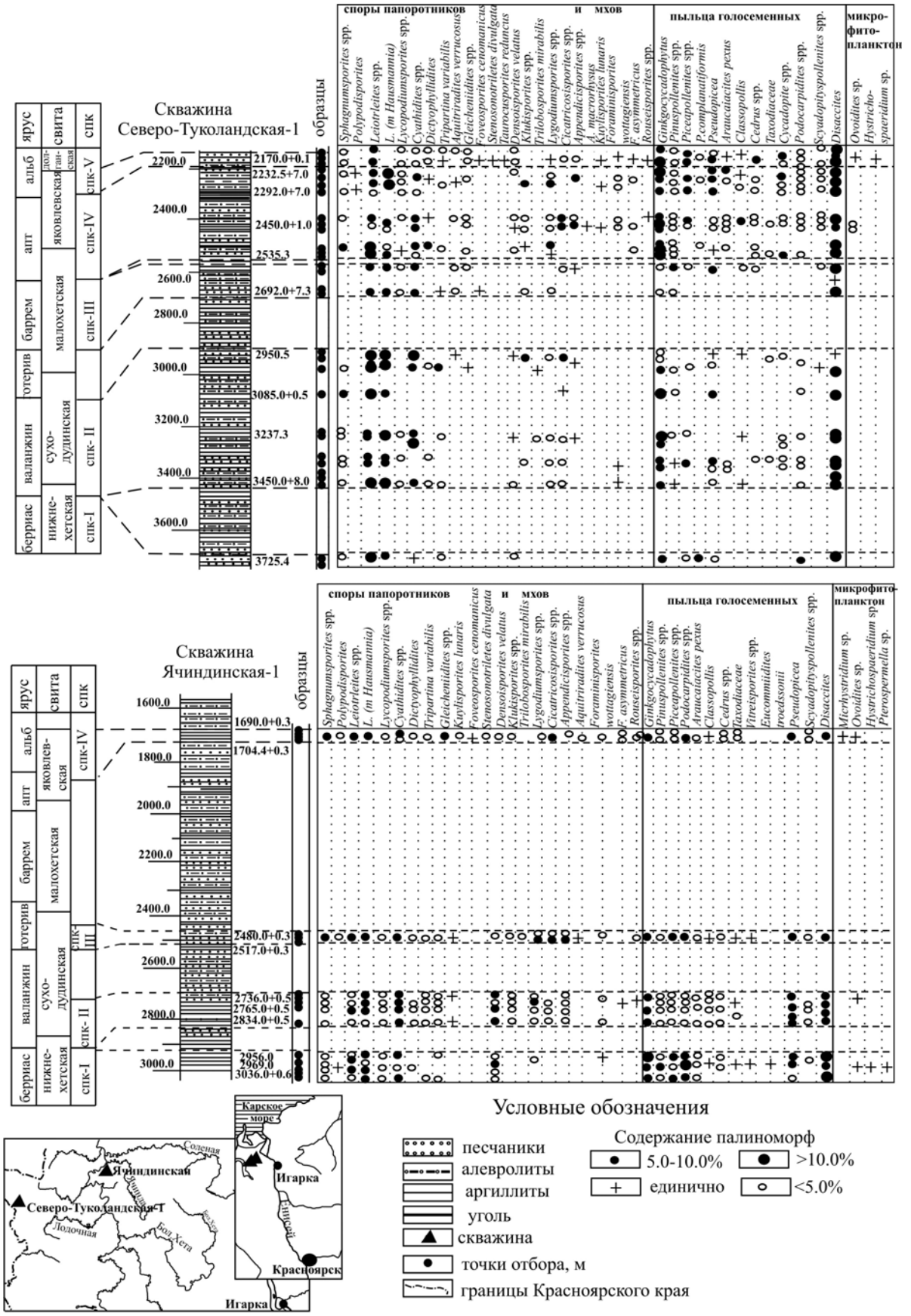


Рис.1 Расчленение отложений нижнего мела в разрезах скважин Северо-Туколандская-1 и Ячиндинская-1 по палинологическим данным

ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ ВАЛАНЖИНСКИХ И ГОТЕРИВ-БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КМА В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ СКВ. 12

Щемелинина А.А.
Воронежский государственный университет, Воронеж, Shemelininageol@yandex.ru

PALYNOKOMPLEKS OF VALANZHINSKY AND GOTERIV-BARREMSKY DEPOSIT THE CENTRAL PART OF THE CMA OF BOREHOLE 12

Shemelinina A.A.
Voronezh State University (VSU), Voronezh, Shemelininageol@yandex.ru

Отложения нижнего мела широко развиты на территории Воронежской антеклизы (ВА) и представлены морскими, переходными и континентальными преобразованиями. В отложениях неокома выделяется валанжинский, готеривский и барремские ярусы (Преображенская, 1966). Изучение спорово-пыльцевых комплексов, количественных соотношений отдельных видов и групп спор и пыльцы раннего мела ВА позволяет проследить развитие и распространение флоры на исследуемой территории. По составу спор и пыльцы можно судить об изменениях в развитии флоры, что, несомненно, было обусловлено сменой физико-географических условий [4].

В начале XXI века НИИ Геологии ВГУ, в соответствии с заданием Департамента природных ресурсов, проводились работы по ГДП – 200 в пределах листа (М-37-II, Кшень), на территории восточной части Курской области. Она находится на восточном склоне Средне-Русской возвышенности и представляет собой полого холмистую равнину, расчлененную современной эрозионной сетью. Палинологические исследования проводились по керну опорной скважины № 12, расположенной на левобережной пойме р. Оскол. Абсолютная отметка устья 136,0 м, глубина скважины 63,4 м. При геолого-съемочных работах, проводимых на территории листа, геологами в обнажениях были выделены предположительно валанжинский и нерасчлененные готеривский и барремский ярусы неокома. В разрезе скважины 12 в интервале глубин 89,6- 118,5 м снизу вверх вскрываются: отложения валанжина (гл. 89,6 - 94,0 м) представлены алевритом светло серым до серого со слабым желтоватым и зеленоватым оттенком, глинистым, углефицированным, слюдистым. Мощность 4,4 м. Отложения нерасчлененного готерива и баррема (интервал 96,8 - 118,5 м) в нижней части разреза сложены алевритом от серого до черного, глинистым, углистым, слюдистым. Выше залегают пески темно - серые до черных, среднезернистые, глинистые, которые переходят в алевролиты серые до зеленовато-серых, плотные, крепкие, глинистые, волнисто-слоистые. Мощность 21,7 м.

В отложениях валанжина выделен один спорово - пыльцевой спектр (СПС), в котором наблюдается преобладание споровых (57 %) над пыльцой голосеменных растений (43 %). Для споровой части СПС характерен следующий видовой состав сем. Gleicheniaceae (17,5 %): *Gleicheniidites senonicus* Ross., *G. laetus* Bolch., *G. carinatus* Bolch., *G. angulatus* Bolch. Чуть меньше таксонов сем. Schizaeaceae (9 %), с родами и видами - *Lygodiumsporites subsimplex* Bolch., *Pelletieria tersa* Bolch., *Anemia exilioides* Bolch., *Klukrisporites variegates* Couper., *Trilobosporites grossetuberculatus* Bolch., *T. bernisartensis* (Del. et Sprum.) Dot. Количество спор плауновых достигает 3 %: *Sellaginella* aff. *sanguinolenta* (Z.) Spring., *S. untriculosa* Krasn., *Lycopodiumsporites marginatum* K. - M., *Taurocusporites reduncus* Bolch.. Остальные споры представлены: *Coniopteris sp., Leiotriletes fulvus* Bolch., *Cyathidites australis* Couper., *Hymenophyllum sp., Matonisporites phlebopteroides* Couper., *Osmundacidites echinata* Klimko., *O. welmanii* Couper., *O. jurassica* K.-M. и спорами неустановленной систематической

принадлежности: *Zonalapollenites trilobatus* Balme., *Aequitriradites verrucosus* Cook. et Dett., *A. spinulosus* Cook. et Dett., *Densoisporites perinatus* Couper.

Пыльцевая часть комплекса представлена голосеменными сем. Pinaceae и Podocarpaceae (22,5 %). Среди них наиболее часто встречаются *Pinuspollenites divulgatus* Bolch., *P. pinaster* Sol., *P. pernobilis* Bolch., *P. minimus* Bolch., *Protopinus sp*., *Piceapollenites mesophyticus* Bolch., *P. variabiliformis* (Mal.) Bolch., *P. exilioides* Bolch., *Cedripites libaniformis* Bolch., *Podocarpides luteus* Bolch., *P. multesimus* Bolch., *P. crispa* Hlon. Отмечена безмешковая пыльца (20 %) *Classopollis sp.*, *Ginkgocycadophytus sp*., *Cupressacites sp*., *Bennetites sp*., *Podozamites sp*. [1, 2, 4].

В СПС присутствует большое количество спор сем. Gleicheniaceae и Schizaeaceae с видовым разнообразием ребристых спор родов *Anemia* и *Pelletieria.* В пыльцевой части несколько преобладает пыльца хвойных сем. Pinaceae и Podocarpaceae, по сравнению с безмешковой пыльцой *Classopollis sp.*, *Ginkgocycadophytus sp*., *Cupressacites sp*., *Bennetites sp*. По указанным выше характерным особенностям выделенный спектр (Рис. 1), наиболее близок к СПК валанжинского яруса мела Воронежской антеклизы [3, 4, 5].

Нерасчлененные готерив - барремские отложения характеризуются близкими количественными параметрами и качественным составом. Это позволило установить один спорово - пыльцевой комплекс, с преобладанием споровых (58 %) над пыльцой голосеменных растений (42 %). В споровой части отмечается разнообразие видового состава папоротников сем. Gleicheniaceae (13,5 %): *Gleicheniidites senonicus* Ross., *G. laetus* Bolch., *G. umbonatus* Bolch., *G. angulatus* Bolch., *G. stellata* Bolch., *G. rasilis* Bolch., *G. triplex* Bolch., *G. conflexa* Hlon., *G. nigra* Bolch., *G. carinata* Bolch., *G. cf. circinnata* Sw., *Plicifera delicate* Bolch., *Ornamentifera granulata* Bolch. и др. Чуть меньше спор сем. Schizaeaceae (12 %): *Lygodiumsporites asper* Bolch., *L. gibberulum* K. - M., *L. glabellum* Bolch., *L. subsimplex* Bolch., *L. mirabile* Bolch., *L. spinosulum* E.Z., *L. grossetuberculatum* Bolch., *L. multituberculatum* Bolch., *Pelletieria tersa* Bolch., *P. mediostriata* Bolch., *P. minor* Bolch., *Anemia exilioides* Bolch., *A. perforata* N.et K., *A. macrorhyza* (Mal.) Bolch., *A. cooksonii* (Balme) Bolch. Остальные споры представлены следующими семействами и видами: сем. Sphagnaceae - *Sphagnumsporites glabellum* Verb., *S. spilotum* Verb., *S. glabrescens* Bolch., *S. europaeum* Bolch., *S. psilatus* (Ross.) Couper.; сем. Selaginellaceae - *Sellaginella aculeata* Verb., *S. orbiculata* Krasn., *S. granata* Bolch., *S. utrigera* Bolch., *S. obscura* Bolch., *S. multiradiana* Verb., *S. kemensis* Chl.; сем. Lycopodiaceae - *Lycopodiumsporites angulosum* Verb., *L. cerniidites* Ross., *L. marginatum* K.-M., *L. subrotundus* (K.-M.) Pocock., *L. laevigatum* K.-M.; сем. Dicksoniaceae - *Coniopteris sp., Cibotium junctum* K.-M., *Leptolepidits verrucatus* Couper.; сем. Osmundaceae - *Osmundacidites echinata* Klimko., *O. welmanii* Couper., *O. magna* Verb., *O. elegans* Verb., *O. jurassica* K. - M.; сем. Cyathiditeaceae - *Cyathidites australis* Couper., *C. minor* Couper.; сем. Matoniaceae - *Matonisporites phlebopteroides* Couper.; споры неизвестной систематической принадлежности - *Aequitriradites verrucosus* Cook. et Dett. и др.

В пыльцевой части комплекса наблюдается разнообразие пыльцы голосеменных растений. Это хвойные сем. Pinaceae (7,5 %), с *Pinuspollenites divulgatus* Bolch., *P. stinctus* Bolch., *P. pinaster* Sol., *P. sebconcinua* (Naum.) Bolch., *P. pernobilis* Bolch., *P. concessa* (Naum.) Bolch., *P. minimus* M. Pet., *P. grandis* Bolch., Podocarpaceae (7,5 %), с *Podocarpides major* Bolch., *P. paula* Bolch., *P. crispa* Hlon., *P. patula* Bolch., *P. paris* Hlon., *P. multesimus* Bolch., *P. lunata* Bolch., *P. luteus* Bolch., *P. decora* Bolch.. Для описываемого СПК характерно большое количество безмешковой пыльцы *Classopollis sp.*, *Ginkgocycadophytus sp*., *Bennetites sp*., также встречаются таксоны сем. Cupressaceae и Caytoniaceae. В виде единичных зерен отмечается пыльца *Pseudopicea magnifica*

Bolch., *Cedripites libaniformis* Bolch. и древних покрытосеменных *Eucommiidites troedsonnii* Erd. [1, 2, 4, 5].

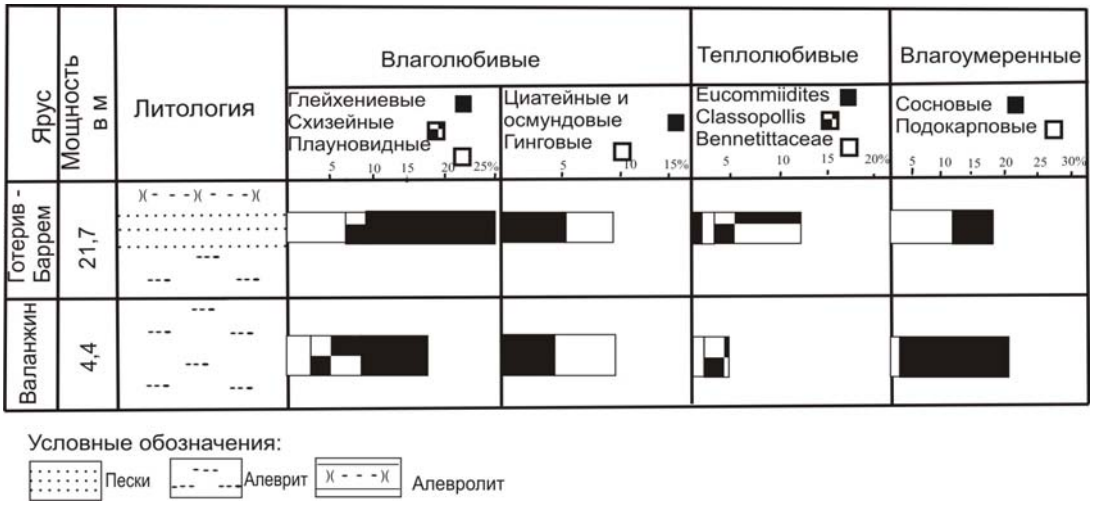


Рис. 1. Спорово – пыльцевая диаграмма основных семейств двух спорово – пыльцевых комплексов разреза скв. 12.

Всё выше изложенное свидетельствует о том, что установленный СПК (Рис. 1) наиболее близок комплексам из готеривского и барремского ярусов нижнего мела Воронежской антеклизы (Преображенская 1966; Шрамкова 1970).

Таким образом, характерным для спорово-пыльцевых комплексов неокома описанной территории является преобладание спор папоротникообразных. Становление раннемеловой флоры происходило в условиях теплого, влажного климата. Наиболее широкое распространение получили папоротники (глейхениевые, схизейные, мхи, плауновидные), а также хвойные сем. Pinaceae, Podocarpaceae, гинговые, кипарисовые. Папоротники глейхений были развиты уже в составе флоры валанжина, а в готериве и барреме, помимо широко распространенных глейхений, достигли расцвета и схизейные. Для готерива и баррема характерно было появление покрытосеменных, что указывало на сезонное колебание температур. В нижнемеловую эпоху, по всей вероятности, климат характеризовался сезонным чередованием температур. Изменение состава спорово - пыльцевых комплексов отражает этапность в смене физико-географических и особенно климатических условий. Развитие флоры на территории ВА шло по пути постепенного исчезновения юрских флор и становления более молодой вельдской влаголюбивой флоры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1.*Воронова М.А*. (1984). Миоспоры раннего мела Украины. К.: Наукова Думка. 117 с.

2. *Панова Л.А., Ошуркова М.В., Романова Г.М.* (1990). Практическая палиностратиграфия. Л.: Недра. С. 103 - 134.

3. *Преображенская В.Н*. (1966). Юра и низы нижнего мела территории ЦЧО. В.: ВГУ. 281 с.

4. *Шрамкова Г.В.* (1970). Спорово - пыльцевые комплексы юры и нижнего мела Воронежской антиклизы и их стратиграфическое значение. В.: ВГУ. 103 с.

5. *Yaroshenko O.P.* (1965). Spores and pollen complexes of Jurassic and Lower Cretaceous deposits of northern Caucasus and their stratigraphic importance. M.: Nauka. 107 c.

ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРНОЙ АНАТОЛИИ И ГИДРОЛОГИЯ ЧЁРНОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ И МИКУЛИНО

Шумиловских Л.С.[1]

[1]Гёттингенский Университет им. Георга-Августа, Гёттинген, Германия, e-mail: shumilovskikh@yahoo.com

VEGETATION HISTORY OF NORTHERN ANATOLIA AND PALAEOHYDROLOGY OF THE BLACK SEA IN HOLOCENE AND EEMIAN

Shumilovskikh L.S.[1]

[1]Georg-August-University of Gцttingen, Gцttingen, Germany, e-mail: shumilovskikh@yahoo.com

Глобальное потепление инициирует новые исследования прошлых межледниковых периодов на протяжении всего плейстоцена. Как аналог будущих изменений, Микулинское межледниковье вызывает особый интерес, в связи с его более теплым по сравнению с Голоценом климатом. В связи с труднодоступностью продолжительных непрерывных наземных палеоархивов важную роль в этих исследованиях играют глубоководные отложения, седиментация которых реже нарушена. Принимая в учёт чуткость экосистем к изменению климата, выбор останавливается на регионах на границе климатических поясов. Одной из таких ключевых точек является черноморский регион, расположенный между бореальным и субтропическим поясами.

Первые длинные колонки глубоководных отложений Чёрного моря были получены во время круизов «Atlantis II» в 1969 [3] и «Glomar Challenger» в 1975 [1, 4]. Междисциплинарные исследования этих колонок выявили временной интервал отложений от современности до конца плиоцена, а также четкое чередование ледниковых и межледниковых периодов во время Плейстоцена. Позднее, научный интерес к голоценовым черноморским отложениям был проявлен в связи с публикациями о библейском великом потопе [5], вызвавшими горячие дискуссии [2, 6]. При этом ранние межледниковья оставались без внимания.

В ходе черноморских круизов «Meteor» 2005-2007 гг. был получен ряд новых колонок, одна из которых - 22-GC3 (42°13.53N, 36°29.55E, глубина 838 м) - захватывает микулинские отложения. В ходе проекта «Dynamics of Mid-latitude / Mediterranean climate during the last 150 ka: Black Sea / Northern Anatolian Paleoenvironmental Reconstructions (DynNAP)» проводятся междисциплинарные исследования колонки 22-GC3. При этом особое внимание отводится сравнению реакций наземных и водных экосистем на изменение климата. В данном докладе будут показаны реконструкции растительности северной Анатолии и гидрологии Чёрного моря в Голоцене и Микулино, выполненные по исследованию пыльцы и цист динофлагеллят.

Пыльцевые спектры ледниковых периодов показывают доминирование пыльцы *Artemisia*, Poaceae и Chenopodiaceae с участием *Ephedra* и *Hippophae*, что свидетельствует о степном характере растительности северной Анатолии при соответсвующем более сухом / холодном климате, чем в настоящее время. Доминирование древесной пыльцы (*Pinus, Quercus, Juniperus, Corylus, Fagus, Carpinus betulus, Ostrya*-type, *Alnus, Ulmus*) во время межледниковий отражает распространение лесов, индикаторов увеличенного увлажнения и одновременно потепления климата. Наступление межледниковья приводит первоначально к развитию сравнительно сухих лесов (дуб, сосна, можжевельник), и позже к распространению эвксинских формаций (орешник, бук, граб, ольха). Доминирование пыльцы сосны в Голоцене (до 40%) свидетельствует о более сухом и возможно более холодном климате по сравнению с Микулино, во время которого доминирующую роль играют эвксинские элементы бук и граб (30-40%). Следует отметить, что на развитие эвксинских формаций в Микулино и

Голоцене потребовалось различное время. Если в Микулино смена доминирующих формаций произошла за всего ~200-300 лет, то в Голоцене на это понадобилось 2500 лет.

Во время обоих межледниковий происходила смена более пресноводных комплексов динофлагеллят (*Pyxidinopsis psilata, Spiniferites cruciformis, Caspidinium rugosum*) на более солоноватоводные комплексы (*Lingulodinium machaerophorum,* группа *S. ramosus*). Эти изменения в составе комплексов свидетельствуют о возрастании солёности Чёрного моря и связываются с поступлением солёных средиземноморских вод в бассейн после достижения уровня мирового океана порога Босфорского пролива (-35 м в настоящее время). Высокое обилие галофильных видов динофлагеллят (*Tuberculodinium vancampoae, S. pachydermus, Bitectatodinium tepikiense*) во время Микулинского межледниковья указывает на относительно высокую соленость поверхностных вод Чёрного моря, достигавшую 28-30. В Голоцене этот показатель не превышал 18-20. Кроме того, нахождение в микулинских отложениях *T. vancampoae* и *S. pachydermus*, современное распространение которых охватывает субтропические и тропические регионы мирового океана, является свидетельством более высокой, по сравнению с современной, поверхностной температуры Чёрного моря.

Сравнение сценариев голоценового и микулинского межледниковий показывает сравнительную одновременность реакций морских и наземных экосистем на глобальное изменение климата, а также различия в развитии как растительности в северной Анатолии, так и гидрологии Чёрного моря во время сравниваемых периодов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Непрочнов Ю.П.* (1980). Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., Наука. 202 с.

2. *Buynevich I.V., Yanko-Hombach V., Gilbert A.S.,* et al. (2011). Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis. Colorado, Geological Society of America.

3. *Degens E.T., Ross D.A.* (1974). The Black Sea – geology, chemistry, and biology. Menasha, The American Association of Petroleum Geologists.

4. *Ross, D. A., Neprochnov, Y. P.,* et al. (1978). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 42, Part 2. Washington, U.S. Government Printing Office.

5. *Ryan W.B.F., Pitman W.C. III* (1998). Noah's Flood: The New Scientific Discoveries About the Event That Changed History. New York, Simon and Schuster.

6. *Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Panin N.,* et al. (2007). The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement. 999 p.

СЕКЦИЯ ПРОБЛЕМАТИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ И ДРУГИЕ ГРУППЫ ФАУНЫ

РОЛЬ МИКРОБИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В ОБРАЗОВАНИИ МИКРОСТРУКТУР РИФЕЙСКИХ СТРОМАТОЛИТОВ ПРИСАЯНЬЯ

Анисимов А.Ю.[1], Анисимова С.А.[2]

[1]Государственный горный университет (СПбГГУ), Санкт-Петербург, e-mail: artemanisimov2008@yandex.ru

[2]Институт земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН), Иркутск, e-mail: svetanisimova@crust.irk.ru

MICROBIOLOGICAL ASSEMBLAGES IN FORMATION OF MICROSTRUCTURES IN RIPHEAN STROMATOLITES OF PRISAYAN'E

Anisimov A. Yu.[1], Anisimova S.A. [2]

[1]State Mining University (SMU), St. Petersburg, e-mail: artemanisimov2008@yandex.ru

[2]Institute of the Earth's Crust SB RAS (IEC SB RAS), Irkutsk, e-mail: svetanisimova@crust.irk.ru

Как известно, строматолиты представляют собой прикрепленные к субстрату литифицированные органогенные постройки, являющиеся результатом жизнедеятельности сложных сообществ цианобактерий и бактерий. На их рост и строение существенное влияние оказывали и условия осадконакопления [9].

Уже в работах первых исследователей строматолитов указывалось [4,5], что форма построек определялась, вероятно, составом строматолитообразователей и рядом экологических факторов среды их обитания. В дальнейшем главное внимание части ученых было сконцентрировано на изменении строматолитов в связи с временным фактором. Но при этом ими практически полностью игнорировались экологические факторы. В тоже время часть исследователей [3, 20] считала, что форма и строение строматолитов зависит только от условий среды седиментационного бассейна, в котором они образовались.

В настоящее время не вызывает сомнения зависимость микроструктур современных строматолитов не только от состава сообщества цианобактерий и бактерий, их образовавших, а также и от экологической обстановки. Как показали исследования рифейских строматолитов Урала, в формировании строматолитов принимает участие сообщество многих видов, родов и даже типов цианобактерий, внутри такого сообщества всегда есть один или несколько видов, определяющих его облик и характер (так называемый «хозяин») [7, 8].

Это можно применить и для строматолитов Присаянья, где определенным микроструктурным особенностям верхнепротерозойских строматолитов отвечало определенное микробиальное сообщество.

Верхнепротерозойские строматолиты Присаянья, являющиеся большей частью карбонатными образованиями, в течение своей многомиллионной истории претерпели неоднократные изменения в результате процессов литогенеза. Однако, в единичных случаях в них обнаруживаются остатки цианобактерий-строматолитообразователей. Перспективным методом исследования особенностей формирования микроструктур древних строматолитов является анализ данных по строматолитам современным. Современные строматолиты представляют собой достаточно примитивные, высотой 1-1,5 м, постройки трех типов, многие из которых даже не литифицированы, но созданы они теми же видами цианобактерий и бактерий, которые являлись строителями докембрийских строматолитов [17].

Сравнение бактериальных сообществ древних строматолитов с современными возможно, так как некоторые современные цианобактерии-строматолитообразователи известны уже с нижнего протерозоя. Так, строматолиты цианобактерий *Entophysalis* живущие в водах Индийского океана, были отмечены в среднерифейской эвапоритовой формации Narssarssuk (Гренландия) [13]. Остатки цианобактерий *Lyngbya* и *Calothrix*, обитающих ныне в (суб)тропических водах Мирового океана, выявлены в верхнерифейской эвапоритовой формации Draken (Шпицберген) [13], эти же виды присутствуют в строматолитах нижнепротерозойских свит Ганфлинт (Канада) [16], 1976) и Парадиз-Крик (Австралия), валюхтинской свиты верхнего рифея Патомского нагорья [21], верхнерифейской свиты Скилогалли (Австралия) [19], верхнерифейской шорихинской свиты Туруханского района [11] и чичканской свиты венда Южного Казахстана [14].

В современных строматолитах, образованных микробиальным сообществом с преобладанием нитчатых цианобактерий *Schizothrix calcicola* наблюдается четкая слоистость с чередованием темных и светлых слоев минерального вещества. Однако, при вторжении колоний *Entophysalis deusta* в структуре, формируемые шизотриксами, происходит усложнение внутреннего строения строматолитов с образованием комочков минерального вещества. Подобным образом появление в колонии шизотриксов волокон *Lyngbya aestuarii* смазывает четкую слоистость образовавшихся минеральных слоев [10]. Таким образом, в симбиозе цианобактерий преобладал определенный вид, строящий свойственную только ему микроструктуру. Подобные изменения состава микробиальных сообществ, вызвавшие изменение микроструктуры, можно наблюдать и в строматолитах рифея Присаянья. Так среднерифейские строматолиты в большинстве своем обладают ленточной и пластинчатой микроструктурой. Особенно четкой ленточной микроструктурой обладают виды *Baicalia polita, Stratifera undata* и *Compactocollenia tchajensis*. Но в верхнерифейских строматолитах наблюдается почти полное исчезновение ленточной структуры. Строматолиты жуинского горизонта верхнего рифея Присаянской зоны обладают смешанным типом микроструктур. Так, например, *Tinnia punctata* имеет сгустково-слоистую структуру, *Tinnia patomica* – комковато-сгустковую, а *Inzeria tjomusi* – пленочно-ленточно-слоистую [15].

Для объяснения механизма появления сгустковых и комковатых микроструктур возможны несколько вариантов их образования [10], связанных не только с изменением состава микробиального сообщества, но и с процессами литогенеза:

1) минерализация сферических колоний цианобактерий;
2) осаждение тонкозернистого карбоната внутри растительной слизи с образованием хлопьев;
3) жизнедеятельность других бактерий, сосуществующих с цианобактериями;
4) разрушение кальцитизированных чехлов цианобактерий;
5) разрушение уже существующих микрослоев и превращение их в сгустки и комочки.

Наличие достаточно большого количества типов смешанных микроструктур у рифейских строматолитов Присаянья, вероятно, обусловлено разнообразием состава цианобактериального биоценоза этого времени. Как известно, расцвет строматолитов и образовавших их сообществ пришелся как раз на средний и верхний рифей [1]. Поэтому логично предположить, что в это время существовали многочисленные виды цианобактерий и бактерий, которые могли образовывать параллельно сходные микроструктуры строматолитов.

К своему закату строматолиты в целом снова обзаводятся четкой ленточной микроструктурой, которая присуща и современным сообществам цианобактерий, в которых главенствующее место занимает род нитчатых бактерий *Schizothrix* [10].

По имеющимся современным исследованиям микроструктур строматолитов рифея под электронным микроскопом, виды строматолитов одного и того же морфологического типа могут иметь разную микроструктуру [6]. Один вид имеет ленточную микроструктуру и возник в результате деятельности нитчатых цианобактерий, другой характеризуется сгустковой микроструктурой и был сформирован колониями цианобактерий, имеющих форму сгустка. Дело в том, что в одном и том же цианобактериальном сообществе при различных экологических условиях могут доминировать разные виды цианобактерий, составляющих это сообщество. Так, в современных строматолитах в засушливое время ведущую роль в образовании постройки играют *Schizothrix calcicola*, тогда как при усиленном выпадении атмосферных осадков эта роль переходит к *Lyngbya aestuarii* [10].

С другой стороны, разные типы строматолитов могут обладать одинаковой микроструктурой [2]. Вероятно, что в образовании построек принимали участие сходные сообщества микроорганизмов, а на морфологические особенности строматолитов (пластовые, столбчатые и др.) оказывали влияние различные экологические факторы. Что еще раз указывает на то, что тип микроструктуры не зависит от внешних условий образования строматолита, а только от образовавшего его сообщества и доминирующего в нем «хозяина».

На протяжении рифея наблюдается эволюционное изменение и усложнение микроструктур строматолитов, можно сделать предположение, что цианобактериальные сообщества уже могли самостоятельно перераспределять карбонат [12].

Такое усложнение можно наблюдать в эволюции строматолитов Присаянья: наиболее простейшие типы микроструктур среднерифейских строматолитов Присаянья представляют собой непрерывные слои выпавшего осадка. Но уже сгустковые микроструктуры, а также смешанные их типы средне- и верхнерифейского возраста образуются, вероятно, при перемещении частиц осадка нитями цианобактерий, так как осадок не может выпадать в виде слоя, состоящего из равномерно расположенных сгустков и незаполненных осадком промежутков между ними. Поэтому сообщества цианобактерий-строматолитообразователей рифея и более раннего времени можно считать в некотором роде макроскопическими колониальными образованиями, обладавшими способностью к достаточно развитым морфогенетическим реакциям и механизмам контроля внутренней среды и поддержания целостности.

Однако следует помнить, что микроструктуры рифейских строматолитов являются не только продуктом жизнедеятельности цианобактериальных сообществ, но и результатом процессов литогенеза. Эти процессы меняли строение рифейских пород на протяжении истории Земли и в свою очередь повлияли на структурное строение и облик строматолитов, придав им тот вид, который мы наблюдаем сегодня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1.*Анисимова С.А., Анисимов А.Ю.* (2011). Эволюция мезо-неопротерозойских цианобионтов юга Сибирской платформы // LVII сессия Всероссийского палеонтологического общества. Санкт-Петербург. С.14-16.

2. *Вараксина И.В., Хабаров Е.М.* (2007). Микроструктуры, литологические ассоциации и условия образования рифейских строматолитов Байкитской антеклизы (запад Сибирской платформы) // Литосфера. С. 59-72.

3. *Вологдин А.Г.* (1962). Древнейшие водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР. 656 с.

4. *Келлер Б.М., Семихатов М.А., Чумаков Н.М.* (1967). Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления // Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск. С.247-291.

5. *Комар Вл.А.* (1979). Классификация строматолитов по микроструктурам // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Тр. Всес. симпозиума. Л.: Наука. С.42-45.

6. *Литвинова Т.* (2011). Цианобактериальные сообщества - индикаторы литогенеза строматолитов // Минеральные индикаторы литогенеза: материалы Рос. совещ. с междунар. участием (Сыктывкар, 14-16 марта 2011 г.). Сыктывкар. С. 88-91.

7. *Маслов В.П.* (1960). Строматолиты. М: Наука. 188 с.

8. *Маслов В.П.* (1960). Строматолиты, их генезис, методы изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы // Тр. ГИН АН СССР. Вып.41. 186 с.

9. *Семихатов М.А.* (1985). Строматолиты в стратиграфии докембрия: Анализ 84 // Изв. АН СССР. № 4. С. 3-21.

10. *Серебряков С.Н.* (1975). Особенности формирования и размещения рифейских строматолитов Сибири // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. Вып. 200. 177 с.

11. *Сергеев В.Н.* (2003). Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение: диссертация кандидата геолого-минералогических наук. Москва. 319 с.

12. *Сумина Е. Л.* (2008). Экспериментальное изучение сообщества нитчатых цианобактерий и проблема морфогенеза строматолитов: диссертация кандидата биологических наук. Москва. 286 с.

13. *Тарасов А.Г.* (2001). Нефтегазообразующие эвапоритовые системы. Эдель-М. Москва. 96 с.

14. *Шопф Дж., Дольник Т.А., Крылов И.Н.* и др. (1979). Микрофоссилии в строматолитовых породах докембрия и раннего кембрия // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука. С.106.

15. *Anisimova S. A., Anisimov A.Yu.* (2011). Late Precambrian biostromes in the Iya–Biryusa Zone of Fore-Sayan Area // Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential. Proceedings of the International conference. / Grazhdankin, D.V. & Marusin, V.V., eds.: Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. Novosibirsk: IPGG SB RAS. P. 6-8.

16. *Awramik S.M.* (1976). In Stromatolites // Amsterdam: Elsevier. P. 311-320.

17. *Bertrand-Sarfati J.* (1976). An attempt to classify late Precambrian Stromatolite microstructures // Stromatolites. I. Walter. M.R. Series.QE9555.S82. Development in sedimentology, 20. P.251-261.

18. Carbonate mud-mounds: their origin and evolution (1995). / C.L.V.Monty [et al]. International Association of Sedimentologists. No. 23. QE472.C37. 537 p.

19. *Knoll A.H., Golubic S.* (1979). Anatomy and taphonomy of Precambrian algal stromatolite // Precambrian Res. V.10. № 1/2. P.115-151.

20. *Logan B.W., Rezak R., Ginsburg R.N.* (1964). Classification and environmental significance of algal stromatolites // J.Geol. V. 72. №1. P.68-83.

21. *Schopf J.W., Dolnik T.A., Krylov J.N.,* et al. (1977). Six new Stromatolitic microbiotas from the Proterozoic of the Soviet Union // Precambrian Res. V.4. №3. P.260-284.

ЖИЗНЬ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ: ДРЕВНЯЯ И СОВРЕМЕННАЯ

Астафьева М.М.
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка, Москва; e-mail: astafieva @paleo.ru

LIFE IN VOLCANIC GLASSES: ANCIENT AND RECENT

Astafieva M.M.
Paleontological Institute of Russian Academy of Sciences (PIN RAS), Moscow, e-mail: astafieva@paleo.ru

До недавнего времени только разные типы осадочных пород считались благоприятными для обнаружения микробов, в то время как вулканические породы оставались вне поля зрения бактериальной палеонтологии. Однако современные исследования показали, что подводные морские базальты, особенно базальтовое стекло, также являются благоприятной средой для жизни микробов [7]. Впервые же это было продемонстрировано Торсетом еще в 1992 г. [12].

Предположение, что вулканические породы являются местообитанием ранней микробной жизни, не является неожиданным. Некоторые из самых нижних ветвей древа жизни представлены термофильными микробами и существует доказательство того, что ранняя жизнь могла быть приурочена к вулканическим территориям, в том числе к гидротермальным источникам [6]. Так, например, нитчатые микрофоссилии, описанные из массивных сульфидных отложений (возраст 3.235 млрд лет) интерпретируются как образовавшиеся условиях подобных современным черным курильщикам [9]. Это соответствует оптимальным температурам роста термофильных бактерий (около 70^0 С).

Больше того, было предположено, что вскоре после извержения, когда температура поверхности пород падает ниже 113^oC, жизнь уже может существовать [11], причем колонизация стекловидного вещества пиллоу лав происходит одновременно везде, куда может проникнуть морская вода [14]. Важна и интересна проблема развития жизни на границе изверженная порода – вода [1-5, 10]. При этом происходит микробная колонизация и поверхности субстрата и самой толщи породы.

Для проверки сказанного выше в качестве объектов исследования были выбраны базальтовые пиллоу-лавы с включениями вулканического стекла из раннего палеопротерозоя (2.41 млрд. лет) Карелии и современное вулканическое стекло из пиллоу-лав Срединно-Атлантического хребта**.**

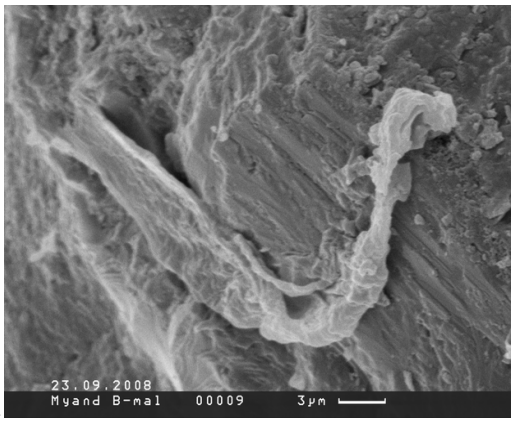
Бактериально-палеонтологические исследования проводились на электронном сканирующем микроскопе CamScan-4 с микроанализатором Link-860. Исследовались только свежие сколы пород (как древних, так и современных), слегка протравленные кислотами.

Сравнительная характеристика микрофоссилий древних и современных вулканических стекол

В результате бактериально-палеонтологических исследований и в древних и в современных породах были обнаружены довольно разнообразные и многочисленные остатки микроорганизмов.

1.Нитевидные формы. Они преобладают и в раннепалеопротерозойских и в современных вулканических стеклах. И в том и в другом случае нитевидные формы представлены как микрофоссилиями, обитавшими на поверхности субстрата, так и эндолитами. Обнаружены нитевидные формы нескольких типов.

1.1 Длинные нитевидные формы, как правило, имеют диаметр около 1-3 мкм и длину до 100 мкм. Они обнаружены и в древних и в современных вулканических стеклах (Рис. 1-2).

а 

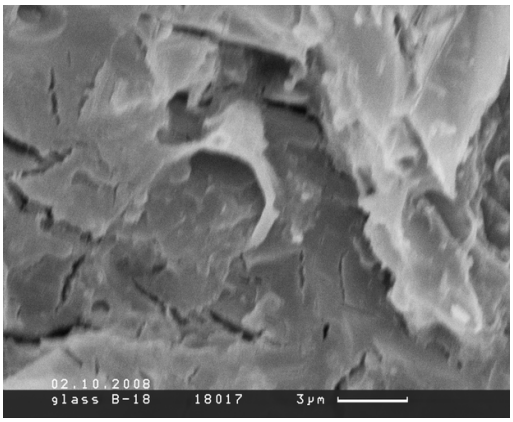
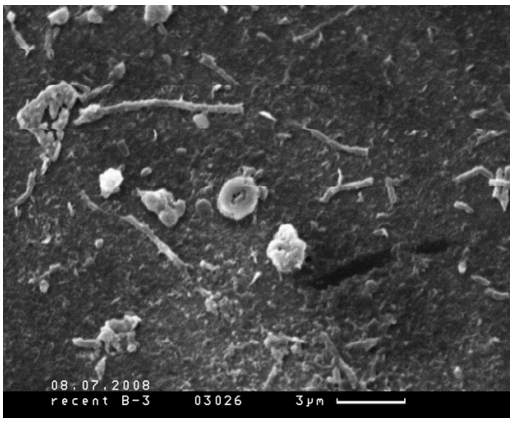
б 

Рис. 1. Нитевидные формы: а - расплющенный бактериальный чехол из вулканических стекол пиллоу-лав раннего палеопротерозоя (2.41 млрд. лет) Мяндухи (Карелия) и б - «срез» полой нити, слегка выступающей из породы, чехол нити частично заполнен породой из современного вулканического стекла западного фланга осевой рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (Центральная Атлантика, полигон Сьерра-Леоне).

а 

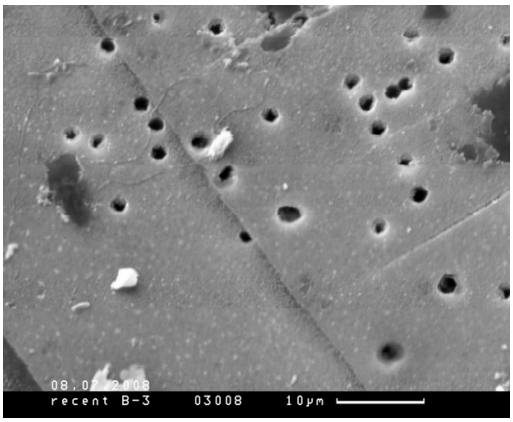
б 

Рис. 2. Нитевидные формы: а - длинные нитевидные формы, вероятно, актиномицеты; б - отверстия (аналогичные отверстия в вулканическом стекле интерпретируются [8, fig 3] как следы сверления микроорганизмов) с диаметром от 1 до 3-5 мкм, которые часто образуют скопления, из современного вулканического стекла западного фланга осевой рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (Центральная Атлантика, полигон Сьерра-Леоне).

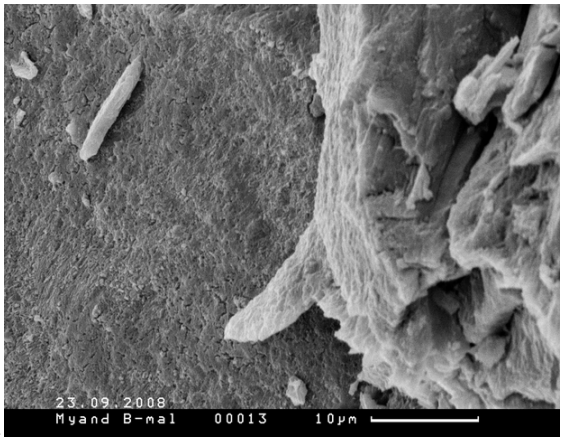
1.2 Обнаружены нити и другого типа – их фрагменты более короткие (длина до 10 мкм), с диаметром 3-6 мкм (Рис. 3).

2. И в древних и в современных вулканических стеклах обнаружены формы, размеры и сложное строение которых дают возможность предположить, что они имели эвкариотную природу.

В современных пиллоу-лавах это:

2.1 Кокколитофориды (рис. 2а – в центре изображения).

2.2 Своеобразные формы крупные, почти чечевицевидные формы и их отпечатки.

а 

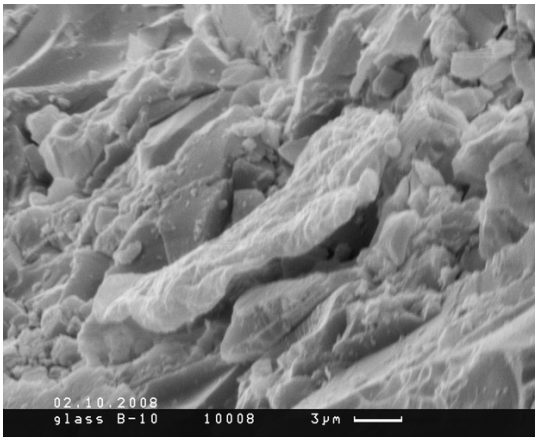
б 

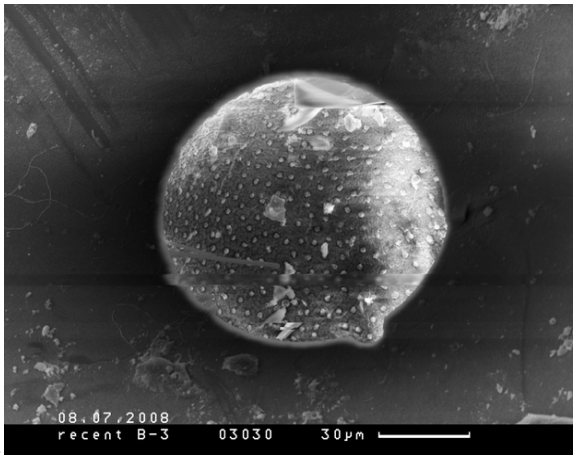
*Рис. 3. Короткие нити: а - из вулканических стекол пиллоу-лав раннего палеопротерозоя (2.41 млрд. лет) Мяндухи (Карелия**);*** б - *из современного вулканического стекла западного фланга осевой рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (Центральная Атлантика, полигон Сьерра-Леоне).*

2. И в древних и в современных вулканических стеклах обнаружены формы, размеры и сложное строение которых дают возможность предположить, что они имели эвкариотную природу.

В современных пиллоу-лавах это:

2.1 Кокколитофориды (Рис. 2а – в центре изображения).

2.2 Своеобразные формы крупные, почти чечевицевидные формы и их отпечатки (Рис. 4).

а 

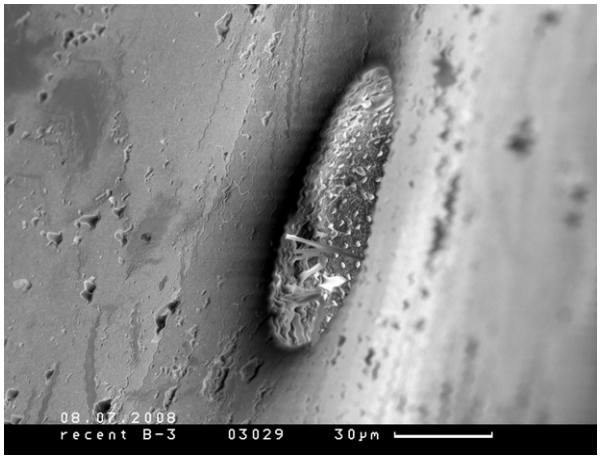
б 

Рис. 4. Крупные, чечевицевидные формы из современного вулканического стекла западного фланга осевой рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (Центральная Атлантика, полигон Сьерра-Леоне): а – вид сверху, б – вид сбоку.

Скорее всего, обнаруженные чечевицевидные формы являются планктонными организмами. Причем нельзя исключить, что они относятся к празинофитам, т.е. к зеленым водорослям. Наши находки представляют собой наглядный пример образования ядер и отпечатков планктонных организмов в охлаждающейся лаве, судя по всему еще достаточно мягкой, чтобы сформировать отпечаток, и возможности их сохранения и захоронения последующими лавовыми потоками.

Выводы

Итак, можно говорить о присутствии довольно разнообразного ископаемого микробного комплекса в изученных базальтовых пиллоу-лавах и их стеклах как

современных, так и раннепалеопротерозойских. Таким образом, вулканогенные породы являлись благоприятной средой для развития жизни. В обоих комплексах преобладают разнообразные нитевидные формы и встречены предположительно эвкариотные формы. В то время как кокки и овальные формы, вероятно, имели резко подчиненное значение

Наши исследования подтверждают, что микробы колонизировали базальтовое стекло раннедокембрийских подводных извержений, также как и микробы колонизируют при современных извержениях вулканическое стекло. Это значит, что хорошо сохранившиеся пиллоу-лавы архейских и раннепалеопротерозойских зеленокаменных поясов, могут быть весьма перспективными для поиска следов древней жизни на Земле.

Работа выполнена по Программе Президиума РАН "Проблемы происхождения жизни и становления биосферы" (подпрограмма II), грантам РФФИ №№ 11-04-00129 и 12-04-00102-а, и научной школе НШ 65493.2010.4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Астафьева М.М., Розанов А.Ю., Корнелл Д.* (2008). Раннепротерозойские (2.2.GA) пиллоу-лавы Южной Африки и ископаемые микроорганизмы // Тезисы докладов LIV сессии Палеонт. о-ва. С.-Пб. С. 6-7.

2. *Astafieva M.M., Rozanov A.Yu., Cornell D.H., et al.* (2008). Development of living organisms on the lava-water interface of Palaeoproterozoic Ongeluk lavas of South Africa // Proc. SPIE. V. 7097. P. 709703-1 – 709703-13.

3. *Astafieva M. M., Rozanov A. Yu., Sadovnikov G. N., et al.* (2009). Fossil Bacteria from the Permotriassic Trappean Strata of Siberia // Paleontological Journal. V. 43. No. 8. P. 896-904.

4. *Fisk M.R., Storrie-Lombardi M.C., Josef J.* (2006). The water-igneous rock interface: potential microbial habitats on Mars // Technical Abstract Summary Digest. Part of Proc. SPIE. V. 6309. P. 176.

5. *Fisk M.R., Storrie-Lombardi M.C., Josef J.A.* (2006). Aqueous Biotic and Abiotic Alteration of Silicate Rock: Evaluation of Landing Sites on Mars for Their Potential of Revealing Evidence for Life // Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology IX, edited by R.B. Hoover, G.V. Levin, A.Yu. Rozanov, Proc. of SPIE. V. 6309. P. 630903-1 – 630903-9.

6. *Furnes H., Banerjee N.R., Muehlenbachs K., et al.* (2004). Early life recorded in Archean pillow lavas"// Science. V. 304. P. 578-581.

7. *Furnes H., Banerjee N.R., Staudigel H., et al.* (2007). Comparing petrographic signatures of boialteration in recent to Mesoaarchean pillow lavas: Tracing subsurface life in oceanic igneous rocks // Precamb. Res. V. 158. P. 156-176.

8. *McLoughlin N., Brasier M.D., Wacey D., et al.* (2007). On biogenecity criteria for endolithic microborings on Early Earth and Beyond //Astrobiology. V.7. № 1. P. 10-26.

9. *Rasmussen B.* (2000). Filamentous microfossils in a 3,235-million-year-old volcanogenic massive sulfide deposit // Nature. V. 405. P. 676-679.

10. *Rozanov A.Yu., Astafieva M.M., Hoover R.B.* The Early Earth and its environments // Proc. SPIE, 2008. V. 7097. P. 709707-1 – 709707-15.

11. *Stetter K.O.* (2006). Hyperthermofiles in the history of life // Phil. Trans. Roy. Soc. V. B 361. P. 1837-1843.

12. *Stetter K.O., Fiala G., Huber G., et al.* (1990). Hyperthermofilic microorganisms // FEMS Microbiol. Rev. V. 75. P. 117-124.

13. *Thorseth I.H., Furnes H., Heldal M.* (1992). The importance of microbiological activity in the alteration of natural basaltic glass // Geochim. Cosmochim. Acta. V. 56. P. 845-850.

14. *Thorseth I.H., Torsvik T., Torsvik V., et al.* (2001). Keldysh-98 Scientific party, 2001. Diversity of life in ocean floor basalts // Earth Planet Sci. Lett. V. 194. P. 31-37.

ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ВЕНДА ПО МИКРОФОССИЛИЯМ

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: sergeev-micro@rambler.ru

LOWER VENDIAN ZONAL STRATIGRAPHY BASED ON MICROFOSSILS

Vorob'eva N.G., Sergeev V.N.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), e-mail: sergeev-micro@rambler.ru

Нижневендские (эдиакарские) отложения содержат крупные и морфологически разнообразные акантоморфные акритархи, пользующиеся глобальным распространением, и таксономически отличные от более молодых палеозойских форм. Наиболее показательной в этом отношении является последовательность отложений нижнего венда (эдиакария) бассейна Амадеус Центральной Австралии. В формации Пертататака и в ее аналогах в Центральной и Южной Австралии [7, 8] развита богатая ассоциация сложно построенных крупных (от первых десятков до первых сотен микрометров) акантоморфных акритарх пертататакского типа или эдиакарский комплекс акантоморфной палинофлоры (ЭКАП). Анализ распространения этих акритарх на обширной территории Центральной и Южной Австралии позволил К. Грей [7] обособить выше тиллитов Марино четыре пространственно выдержанные микропалеонтологические комплексные зоны, общий возрастной диапазон распространения которых был оценен как 580-565 млн. лет [8]. Характерными формами этих четырех зон ЭКАП являются следующие роды и виды акритарх так называемого пертататакского типа: I) Appendisphaera barbata – Alicesphaeridium medusoideum - Gyalosphaeridium pulchrum; II) Tanarium conoideum – Schizofuza risoria – Variomargosphaeridium litoschum; III) Tanarium irregulare - Ceratosphaeridium glaberosum - Multifronsphaeridium pelorium; IV) Ceratosphaeridium mirabile – Distosphaera australica – Apodastoides verobturatus. Ниже ЭКАП в типовом разрезе бассейна Амадеус и непосредственно выше тиллитов Марино К. Грей [7] выделила изменчивый по мощности (от 25 до 420 м) и по стратиграфическому объему стратон, охарактеризованный простыми мелкими акритархами Leiosphaeridia jacutica и L. crassa, имеющими широкий диапазон вертикального распространения и названный как эдиакарская лейосферидиевая палинофлора (ЭЛП). За пределами Австралии микрофоссилии пертататакского типа установлены в нижневендских отложениях ряда регионов: в формации Доушаньто Южного Китая, в серии Скошиа Шпицбергена, в формации Инфракроль Малых Гималаев, а также в уринской, курсовской, непской, паршинской свитах и некоторых других стратонах южного обрамления Сибирской платформы (обзор см. [7, 9, 11]). Зональная корреляция акритарх ЭКАП встречает определенные сложности и до последнего времени ни одна из четырех комплексных зон не была идентифицирована на других континентах. Лишь недавно аналоги первой и второй зон были прослежены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах.

Аналоги первой (нижней) зоны установлены в керне буровой скважины в Притиманской депрессии на северо-востоке Русской плиты в верхней части вычегодской свиты на глубине 2779-2312 м [11, 12] в стратотипическом разрезе вендской системы [5]. Присутствующая здесь биота акантоморфных акритарх пертататакского типа, получившая название кельтминской, содержит комплекс таксонов акантоморфид относительно сложного строения, которые обладают симметричными, а иногда и беспорядочно расположенными выступами. В составе этих ископаемых в кельтминской микробиоте преобладают представители рода Alicesphaeridium (A. medusoideum, A. cornigerum, A. tubulatum и A. lappaceoum), которые представляют 37% всех акантоморфид микробиоты и около 15% всех хорошо

сохранившихся ее представителей. Другими важными членами микробиоты являются представители рода Tanarium (T. conoideum, T. tuberosum, T. pilosiusculum и T. sp.), составляющие около 7% всех ее членов. Редкими компонентами микробиоты являются Cavaspina и Appendisphaera, а также эндемичные Keltmia cornifera, K. irregularia, Bullatosphaera velata, Timanisphaera apophysa, Eotylotopalla strobilata, Galeasphaeridium bicorporis, G. oviscoris и Weissiella grandistella [10, 11, 12]. Важно подчеркнуть, что кельтминская микробиота содержит таксоны акантоморфных акритарх, общих с установленными К. Грей [7] в первой зоне типовой (австралийской) последовательности пертататакских форм. При этом средняя часть вычегодской свиты (глубина 2899–2780 м), непосредственно подстилающая кельтминскую (верхнюю) микробиоту, заключает различных представителей морфологически простых форм родов Leiosphaeridia, Chuaria, Navifusa, Simia, а также редкие акантоморфные акритархи Cavaspina acuminata. По характеру соотношения средняя и верхняя ассоциации вычегодской свиты напоминает аналогичное соотношение ЭЛП и ЭКАП в типовом разрезе Австралии. Тиллиты в разрезе Притиманской депрессии отсутствуют, но базальная часть вычегодской свиты (глубина 2910–2900 м) содержит характерные верхнерифейские формы Trachyhystrichosphaera aimika, Prolatoforma aculeata (нижняя ассоциация), макроскопические остатки Parmia anastassiae и некоторые другие формы [1, 11, 12]. Это позволяет предположить в основании разреза вычегодской свиты значительный стратиграфический перерыв, куда и попадают гляциогенные отложения ледниковой эпохи Марино, распространенные в смежных районах Урала.

Аналоги второй зоны ЭКАП установлены в разрезе уринской свиты Байкало-Патомского нагорья Средней Сибири [3, 9]. Уринская микробиота характеризуется присутствием 19 видов акантоморфных акритарх пертататакского типа в верхней пачке уринской свиты. Самыми многочисленными уринскими акантоморфными акритархами являются Appendisphaera tenuis и A. sp. - оболочки с многочисленными волосинковидными выростами. Однослойные сферические оболочки рода Tanarium (7 % всех уринских акантоморфид) представлены в уринской свите тремя видами: T. conoideum, T. tuberosum и T. digitiformum [9]. Одними из наиболее показательных элементов микробиоты являются недавно описанные Ancorosphaeridium magnum и A. minor – крупные сфероидальные оболочки с небольшим количеством протяженных полых выростов, которые заканчиваются якореподобным закруглением. Три других биостратиграфически важных таксона, доминирующие среди акантоморфных акритарх микробиоты (Dicrospinasphaera virgata, Variomargosphaeridium litoschum и Archaeotunisphaeridium aff. fimbriatum) представляют собой сферические оболочки с гетероморфными полыми выростами, которые открываются свободно в полость сфероида. Достаточно редкие в составе уринской микробиоты Knollisphaeridium maximum представляют собой сфероидальные оболочки, покрытые многочисленными короткими шипами, а Gyalosphaeridium minutum характеризуется наличием достаточно крупных гетероморфных и гомоморфных выростов. Редко распространенными в уринской биоте, но характерными для нее, являются акантоморфные акритархи с небольшими выростами Cavaspina cf. C. acuminata [9] и ранее описанные Cavaspina basiconica, Eotylotopalla aff. delicata и Appendisphaera minima [4, 6]. Имеющиеся данные, прежде всего наличие акритарх Variomargosphaeridium litoschum, Tanarium conoideum и Schizofusa zangwenlongii , свидетельствуют о принадлежности верхней части уринской свиты (примерно 20 метров) ко второй зоне (Tanarium conoideum – Schizofusa risoria - Variomargosphaeridium litoschum) типового разреза пертататакских форм, которые ранее выделила К. Грей [7] в Центральной Австралии. Ранее здесь определялись акантоморфные акритархи Multifronsphaeridium pelorium – характерного таксона базальной части третьей зоны К. Грей [2]. Однако при детальном описании микробиоты

уринской свиты было установлено, что формы, ранее определенные как Multifronsphaeridium pelorium, на самом деле являются младшими синонимами морфологически достаточно сильно варьирующего вида Dicrospinasphaera virgata [9]. В подстилающей терминальную пачку с акритархами ЭКАП разрезе уринской свиты (350 метров) присутствуют микрофоссилии пертататакского типа плохой сохранности, что не дает возможность точно установить их таксономическую принадлежность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р. и др*. (2000). Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 8. № 4. С. 11–39.

2. *Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б.* (2010). Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 18. № 4. С. 1–24.

3. *Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н., Чумаков Н.М.* (2008). Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста патомского комплекса средней Сибири // Докл. АН. Т. 419. № 6. С. 782-787.

4. *Наговицин К.Е., Файзуллин К.Е., Якшин М.С.* (2004). Новые формы акантоморфных акритарх Байкалия Патомского нагорья (уринская свиты, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. Т. 45. Вып. 6/7. С. 7–19.

5. *Соколов Б.С.* (1997). Очерки становления венда. М.: КМК Лтд. 156 с.

6. *Файзуллин М.Ш.* (1998.) Новые данные о микрофоссилиях байкалия Патомского нагорья // Геология и геофизика. Т. 39. № 3. С. 328–337.

7. *Grey K.* (2005). Ediacaran palynology of Australia. Mem. Assoc. Australas. Palaeontol. V. 31. 439 p.

8. *Grey, K., Calver, C.R.* 2007. Correlating the Ediacaran of Australia. The rise and fall of the Ediacaran biota. V. 286. Geol. Soc. London Spec. Publ, P. 115–135.

9. *Sergeev V. N., Knoll A. H., Vorob'eva N. G.* (2011). Ediacaran Microfossils from the Ura Formation, Baikal-Patom Uplift, Siberia: Taxonomy and Biostratigraphic Significance // J. Paleontol. V. 85. P. 987–1011

10. *Sergeev V.N., Vorob'eva N.G., Knoll A.H.* (2011). Neoproterozoic microfossils from the northeast margin of the East European Platform and the model of the Cryogenian (Upper Riphean) - Lower Ediacaran (Vendian) transition // Neoproterozoic sedimentary basins: Stratigraphy, Geodimanics and Petroleum potential. International Conference. 30 July – 02 August 2011. Институт Нефтяной Геологии и Геофизики СО РАН: Новосибирск. P. 77-79.

11. *Vorob'eva, N.G., Sergeev, V.N., Knoll, A.H.* (2009a). Neoproterozoic microfossils from the Northeastern margin of the East European Platform // J. Paleontol. V. 83. P. 161-192.

12. *Vorob'eva N.G., Sergeev V. N., Knoll A.H.* (2009b). Neoproterozoic microfossils from the margin of the East European Platform and the search for a biostratigraphic model of lower Ediacaran rocks // Precambrian Res. V. 173. P. 163-169.

Рис. 1. Сопоставление нижневендских (эдикарских) разрезов Австралии (А, Grey, 2005), Байкало-Патомского нагорья (Б, Sergeev et al., 2011) и Восточно-Европейской платформы (В, Vorob'eva et al., 2009a) по зональным комплексам акантоморфных акритарх.

АВСТРАЛИЯ
ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
А
Б
В
Комплексная зона
Тиллиты
Марино
ЭДИАКАРИЙ (ELP)
ЭДИАКАРСКИЙ КОМПЛЕКС АКАНТОМОРФНОЙ ТАЛЛОФИТОВОЙ - ЗООЙ (ECAP)
Leiosphaeridia jacutica-
Leiosphaeridia crassa
Appendisphaera barbata
Alicesphaeridium medusoideum
Gyalosphaeridium pulchrum–
Tanarium conoideum–
Schizofusa risoria–
Variomargosphaeridium litoschum
Tanarium irregulare–
Ceratosphaeridium glaberosum–
Multifronsphaeridium pelorium
Ceratosphaeridium mirabile–
Distosphaera australica–
Apodastoides verobturatus
Свита
КАЛЬЯНГЕ-ВСКАЯ
УРИНСКАЯ
БАРАКУН-СКАЯ
БОЛЬШЕ-ПАТОМ-СКАЯ
Комплексная зона
Tanarium conoideum–
Schizofusa zangwenlongii–
Variomargosphaeridium litoschum
Тиллиты
Марино?
ВЫЧЕТОЛЬСКАЯ СВИТА
ВЕРХНИЙ РИФЕЙ
ВЕНД
ФИТЕМА/СИСТЕМА
АССОЦИАЦИЯ МИКРОФОССИЛИЙ
НИЖНЯЯ
СРЕДНЯЯ
ВЕРХНЯЯ
Комплексная зона
Trachyhystrichosphaera aimika
- Prolatoforma aculeata
Leiosphaeridia jacutica-
Leiosphaeridia crassa
и морфологически простые
формы
Appendisphaera aff. A. anguina
Alicesphaeridium medusoideum
Tanarium conoideum

МИКРОФОССИЛИИ ЭДИАКАРСКОГО КОМПЛЕКСА АКАНТОМОРФНОЙ ПАЛИНОФЛОРЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Голубкова Е.Ю.
Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН),
Санкт-Петербург, e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

MICROFOSSILS OF THE EDIACARIAN COMPLEX ACANTHOMORPH PALINOFLORA FROM EARSTERN SIBERIA

Golubkova E.U.
Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (IPGG RAS), Sankt-Petersburg, e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

Анализируемые в работе микробиоты характеризуются присутствием крупных, сложнопостроенных акантоморфных акритарх пертататакского типа. Их появление зафиксировано в разрезах выше ледниковых отложений эпохи Марино (около 630 млн. лет), а верхний предел ограничен массовым развитием представителей эдиакарской фауны и макроскопических водорослей (около 570 млн. лет.) [2 и ссылки в этой работе]. На территории Сибирской платформы акантоморфные акритархи, отнесенные к III б комплексу, обнаружены в 80ые г. 20го века [1, 7 и др.]. В связи со слабой степенью изученности, они получили ошибочную таксономическую и возрастную трактовку, что вызвало определенный скепсис у геологов и надолго затормозило исследование этой группы микроорганизмов в регионе. Позднее было проведено переизучение некоторых, наиболее характерных таксонов (*Appendisphaera, Cavaspina и Tanarium*) [5, 9]. Однако, при всей значимости, эти исследования касались лишь выборочного материала.

В настоящее время сведения по распространению эдиакарских комплексов акритарх из верхнедокембрийских отложениях Сибирской платформы отрывочны и содержатся в редких публикациях и производственных отчетах научных организаций. Проведенная компиляция всех имеющихся данных, в том числе и новых, полученных в ходе изучения рабочих палеонтологических коллекций наших предшественников и собственных новых коллекций была направлена на уточнение таксономического состава, стратиграфического положения и географического распространения ассоциаций микрофоссилий. Находки представителей эдиакарского комплекса акантоморфной палинофлоры установлены в разрезах 47 скважин (рис.).

В грубом обобщении докембрийская осадочная последовательность внутренних районов Сибирской платформы сложена верхнерифейскими отложениями талаканской свиты, нижневендскими терригенными породами вилючанского, непского горизонтов и верхневендскими карбонатно-терригенными, карбонатными толщами тирского и даниловского горизонтов [6, 8]. Разнообразные по таксономическому составу комплексы микрофоссилий выявлены на одном стратиграфическом уровне, в отложениях непского горизонта непской (Приленско-Непская зона), паршинской (Непско-Пелейдуйская зона), курсовской (Ботуобинская зона, Сюгджерский, Анабарский районы), харыстанской (Вилючанская зона) и сералахской свитах (Березовская зона) (рис.).

Близкие по таксономическому составу, богатые ассоциации микрофоссилий обнаружены в аргиллитах паршинской свиты Нюйско-Пелейдуйской зоны (Талаканская, Нижне-Хамакинская площади) и харыстанской свите Вилючанской зоны (Верхне-Вилючанская, Вилюйско-Джербинская площади). Характеризуются присутствием акантоморфит *Appendisphaera grandis, A. tenuis, Cavaspina acuminata*, *Tanarium conoideum, T. tuberosum,* нитчатых *Talakania obscura*, *Vanavarataenia insolita* с

которыми ассоциируют своеобразные образования, отнесенные к роду *Hamakinia* и многочисленные не описанных пока, сложно построенные многоклеточные нитчатые водоросли Gen. *et* sp. *indet. 1*. Транзитные таксоны представлены сфероморфными акритархами *Leiosphaeridia,* двухслойными оболочками *Pterospermopsimorpha insolita*, овальными формами *Cucumiforma vanavaria*, *Navifusa* sp., нитчатыми *Siphonophycus s*p.

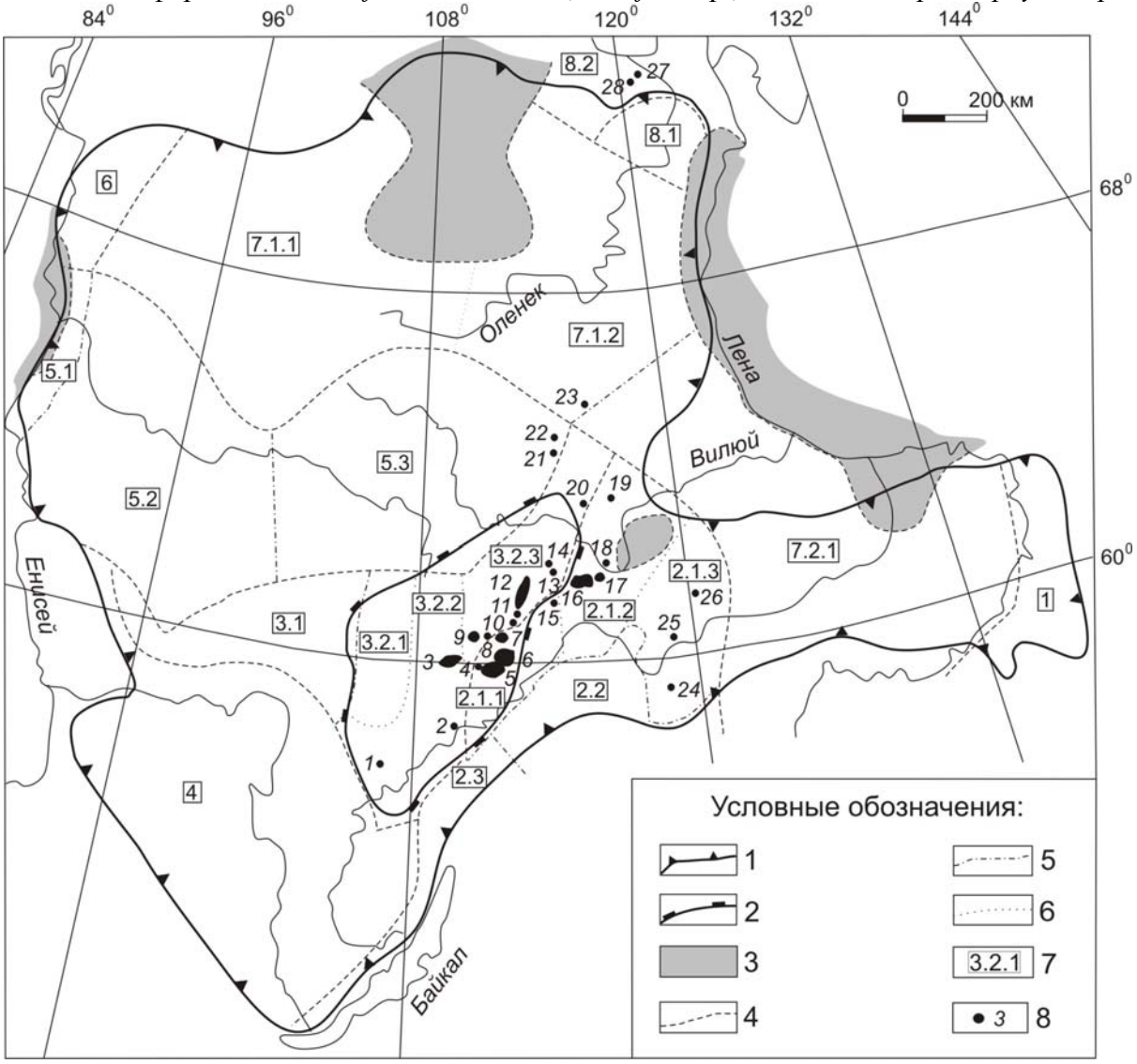


Рис. Местонахождения эдиакарских комплексов акантоморфной палинофлоры на схеме структурно-фациального районирования вендских отложений Сибирской платформы [8].

1 – граница Сибирской платформы; 2 – граница Непско-Ботуобинской антеклизы; 3 - отсутствие вендских отложений; 4 – граница фациальных регионов; 5 – граница фациальных районов; 6 – граница фациальных зон; 7 - индексы фациальных регионов, районов, зон: 1 - Учуро-Майский регион; 2 - Байкало-Патомский регион; 2.1 – Предпатомский район; 2.1.1 – Нюйско-Пелейдуйская зона; 2.1.2 – Вилючанская зона; 2.1.3 – Березовская зона; 2.2 – Патомский район; 2.3 – Байкальский район; 3 – Катангско-Ботуобинский регион; 3.1 – Катангский район; 3.2 – Непско-Ботуобинский район; 3.2.1 – Гаженская зона; 3.2.2 – Приленско-Непская зона; 3.2.3 – Ботуобинская зона; 4 – Ангарский регион; 5 – Туруханско-Сюгджерский регион; 5.1 – Туруханский район; 5.2 – Бахтинский район; 5.3 – Сюгджерский район; 6 – Игаро-Норильский регион; 7 – Анабаро-Алданский регион; 7.1. – Анабарский район; 7.1.1. Котуйская зона;

7.1.2. – Куонамская зона; 7.2.1. Алданский район, Синская зона; 8 – Оленекский регион; 8.1. – Хорбусуонский район; 8.2 – Лено-Анабарский район.
8 – местонахождение эдиакарских микрофоссилий: 1 — скв. Непская-1; 2 – скв. Ичерская-189; 3 – Верхне-Чонская площадь; 4 – Верхне-Нюйская площадь; 5 – Талаканская площадь; 6 – Нижне-Хамакинская площадь; 7 –Озерная площадь; 8 – скв. Пелейдуйская-750; 9 – Западная площадь; 10 – скв. Бюкская-715; 11 – скв. Курунгская-2772; 12 – Средне-Ботуобинская площадь; 13 – скв. Юрегинская-1; 14 – скв. Северо-Юрегинская-1591; 15 - скв. Отраднинская – 3141; 16 – Верхне-Вилючанская площадь; 17 – Вилюйско-Джербинская площадь; 18 – скв. Буягинская-661; 19 – скв. Меикская-2231; 20 – скв. Средне-Ыгыаттинская-2630; 21 – скв. Дьюданская-2910; 22 – скв. Накынская-2950; 23 - скв. Эйикская-3430; 24 – скв. Торго Г2; 25 – скв. Усть-Бирюкская-2; 26 –скв. Джаджанская-2610; 27 – скв. Чарчикская-1; 28 – скв. Хастахская – 930.

В отложениях непской свиты Приленско-Непской зоны (Верхне-Чонская площадь), паршинской свиты Нюйско-Пелейдуйской зоны (Верхне-Нюйская, Западная, Озерная площади), а также в курсовой свите Ботуобинской зоны (скв. Северо-Юрегинская-1591), Сюгджерском (скв. Дьюданская-2910, Накынская-2950) и Анабарском (скв. Эйикская-3430) районах установлены менее насыщенные ассоциации микрофоссилий. В составе биот преобладают акантоморфные акритархи *Appendisphaera grandis, A. tenuis, "A". tabifica,* нитчатые водоросли *Talakania obscura,* транзитные *Leiosphaeridia, Siphonophycus* с которыми встречаются более редкие *Tanarium conoideum, T. tuberosum, Cucumiforma vanavaria, Ceratosphaeridium glaberosum.*

В аргиллитах паршинской свиты скв. Отраднинская–3142 выявлена специфическая микробиота с акантоморфитами *"Polygonium" cratum* [2], а из отложений сералахской свиты скв. Джаджанская -2610 недавно обнаружены единичные *Cavaspina acuminata.*

Из терригенных пород непской свиты скв. Ичерская-189 [4] и даниловского горизонта скв. Непская-1 [7] Приленско-Непской зоны описаны акантоморфные акритархи, отнесенные к кембрийским видам *Baltisphaeridium pilosiusculum, B. ciliosum.* Приведенные в фототаблицах микрофоссилии, по нашему мнению, имеют эдиакарский облик и могут быть сопоставлены с вендским таксоном *Cavaspina acuminata.* Формы, описанные из скв. Непская-1 как *Baltisphaeridium strigosum* могут быть отнесены к роду *Appendisphaera sp.*

Выявленные в торгинской свите скв. Торго Г-2 [5] и скв. Усть-Бирюкская-2 Березовской зоны биоты отличаются присутствием нитчатых *Talakania obscura,* вместе с которыми в скв. Торго Г-2 обнаружены акантоморфиты *Cavaspina acuminata,* веретеновидные *Torgia* и некоторые другие таксоны. Стратиграфическое положение торгинской свиты требует уточнения, так как по разным данным возраст свиты определяется от верхнерифейского до вендского [2, 6, 8].

В Лено-Анабарском регионе эдиакарские биоты пертататакского типа установлены в разрезах скважин Хастахская-930 и Чарчикская-1 [3]. Обнаруженные акантоморфные акритархи были ошибочно сопоставлены с кембрийскими видами *Baltisphaeridium strigosum*, *B. primarium, B. pilosiusculum,* а сами отложения, содержащие эти биоты, на основе геологических, геофизических и палеонтологических данных были отнесены к кембрийским [8] или переходным венд-кембрийским отложениям кессюсинской свиты [3]. В результате таксономического переизучения микрофоссилий из скв. Чарчикская-1 в интервале 2784-2693 м выявлены характерные, стратиграфически значимые *Cavaspina acuminata, Tanarium conoideum, T. sp., Talakania*

obscura, Hamakinia с которыми встречены *Leiosphaeridia, Pterospermopsimorpha, Navifusa, Siphonophycus, Caudosphaera* и некоторые другие таксоны.

Проведенный в работе анализ фактического материала показал широкое распространение эдиакарских микрофоссилий на территории восточной части Сибирской платформы. Их появление зафиксировано в нижневендских отложениях непского горизонта 42 скважин Приленско-Непской, Непско-Пелейдуйской, Вилючанской зонах, а также в Сюгджерском и Анабарском районах. Находки *Cavaspina, Appendisphaera* из верхневендских отложений даниловского горизонта скв. Непская-1 Приленско-Непской зоны позволяют считать, что отдельные представители эдиакарских биот имеют более широкое вертикальное распространение, чем предполагалось нами ранее. Ассоциации микрофоссилий, описанные из скв. Чарчикская-1 Лено-Анабарского района и скважин Торго Г-2, Усть-Бирюкская-2 Предпатомского района демонстрируют сходство таксономических составов с биотами непского горизонта внутренних районов Сибирской платформы, что позволяет предполагать вендский возраст чарчикской, торгинской биот и, соответственно, вмещающих их отложений. Однако сделанные выводы носят предварительный характер и требуют привлечения новых, дополнительных данных как по палеонтологическому, так и по другим независимым методам.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 11-05-00813.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Волкова Н.А., Кирьянов В.В., Пятилетов В.Г.* и др. (1980). Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. С. 23-29.

2. *Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б.* (2010). Нижневендские комплексы микрофоссилиий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 18. № 4. С. 3-27.

3. *Граусман В.В., Рудавская В.А., Васильева Н.И.* (1996). Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленекского поднятия // Отечественная геология. № 8. С. 30-35.

4. Каталог органических остатков позднего докембрия юга Восточной Сибири (Иркутская область, Бурятская АССР, Якутская АССР, север Читинской области). (1989). / Т.А. Дольник (ред.). Иркутск: “ВостСибНИИГГиМС”. 134 с.

5. *Колосова С.П.* (1991). Позднедокембрийские шиповатые микрофоссилии востока Сибирской платформы // Альгология. Т. 1. № 2. С. 53 - 59.

6. Решения четвертого межведомственного регионального совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. (1989). / Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМС. 40 с.

7. *Рудавская В.А.* (1980). Акритархи нефтегазоносных горизонтов и нефтей позднего докембрия Восточной Сибири / в: Тимошина Н.А. (ред.). Микрофоссилии в нефтяной геологии. Сборник научных трудов. Л., Изд-во ВНИГРИ. С. 130-142

8. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (2005). / Мельников Н.В. (ред.), Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Новосибирск, Изд-во Гео. 428 с.

9. *Moczydiowska M., Vidal G., Rudavskaya V.A.* (1993). Neoproterozoic (Vendian) phytoplankton from the Siberian Platform, Yakutia // Palaeontology. V. 36. P. 495 - 521.

АКРИТАРХИ, ХИТИНОЗОИ И СКОЛЕКОДОНТЫ В ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Горожанина Е. Н. , Чибрикова Е.В., Олли В.А., Якупов Р. Р., Горожанин В.М.
Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

ACRITARCHI, CHITINOZOA AND SCOLECODONTS IN THE ORDOVICIAN SEDEMENTS AT THE SOUTH-EAST OF THE RUSSIAN PLATFORM

Gorozhanina Y.N., Chibrikova E.V., Olli V.A., Yakupov R.R., Gorozhanin V.M.
Institute of Geology Ufimian Scientific Center RAN, Ufa, e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Ордовикские отложения на юго-востоке Русской платформы впервые были установлены по находкам акритарх в 1968 г. в скважинах, пробуренных на территории Оренбурского вала [2,3]. В терригенных осадках, вскрытых скважинами 16 Красноярская и 28 Краснохолмская растительные микрофоссилии хорошей сохранности представлены шиповатыми и бугорчатыми формами родов *Baltisphaeridium* Eisen., *Micrhystridium* Defl., *Hyrtellosphaeridium* Naum. а также и слабо скульптурированными псофосферами *Leiopsosphaera* Naum., *Trachypsophosphaera* Naum., и др. Впоследствии растительные микрофоссилии нижне-среднеордовикского возраста были изучены в соседних скважинах 17 и 66 Оренбургских. В скв. 17, 100 Оренбургских и 110 Предуральской из таких же отложений выделена макрофауна (брахиоды, граптолиты, остракоды, пелециподы) нижне-среднеордовикского интервала (арениг-лланвирн) или уровень дарривиллского яруса.

Изученные комплексы растительных микрофоссилий сходны. Несколько отличный комплекс акритарх встречен из нижних частей разреза в скв. 28 Краснохолмская: доминируют *Brochopsophosphera diligens* Tschibr., *Lophopsosphaera bacula* (Umn.), *Hyrtellpsphaeridium* cf. *crassum* Naum., отсутствует вид *Baltisphaeridium hirsutoides* (Eisen.). Этот комплекс акритарх имеет сходство с комплексом, выделенным из кураганской свиты Сакмарского аллохтона, которая по конодонтам датируется средним ордовиком. Комплекс акритарх из вышележащих пород сходен с комплексами нижнего-среднего ордовика центральных и западных частей Русской платформы

Литологически толща мощностью около 500м (в скв.1, 2 Ордовикских – до 2000м за счет преобладания песчаников) представлена серыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Ордовикские осадки в этих скважинах перекрываются известняками заволжского горизонта верхнего фамена.

В последние годы работами ООО «Газпром добыча Оренбург» в результате бурения в северо-западной части Оренбургского вала, скважинами 102 Западно-Оренбургской и 108 Новотатищевской вскрыты терригенные отложения ордовика, представленные толщей серых алевролитов, аргиллитов и песчаников, мощностью свыше 130 м. Микропалеонтологические остатки в них представлены акритархами, сколекодонтами и хитинозоями. Комплекс ордовикских акритарх в призабойных породах из данных скважин сходен с комплексами из скважин Оренбургского вала. Шиповатые акритархи представлены родами – *Baltisphaeridium* Eisen., – *Micrhystridium* Defl., *Peteinosphaeridium* Eisen. (Рис.1)

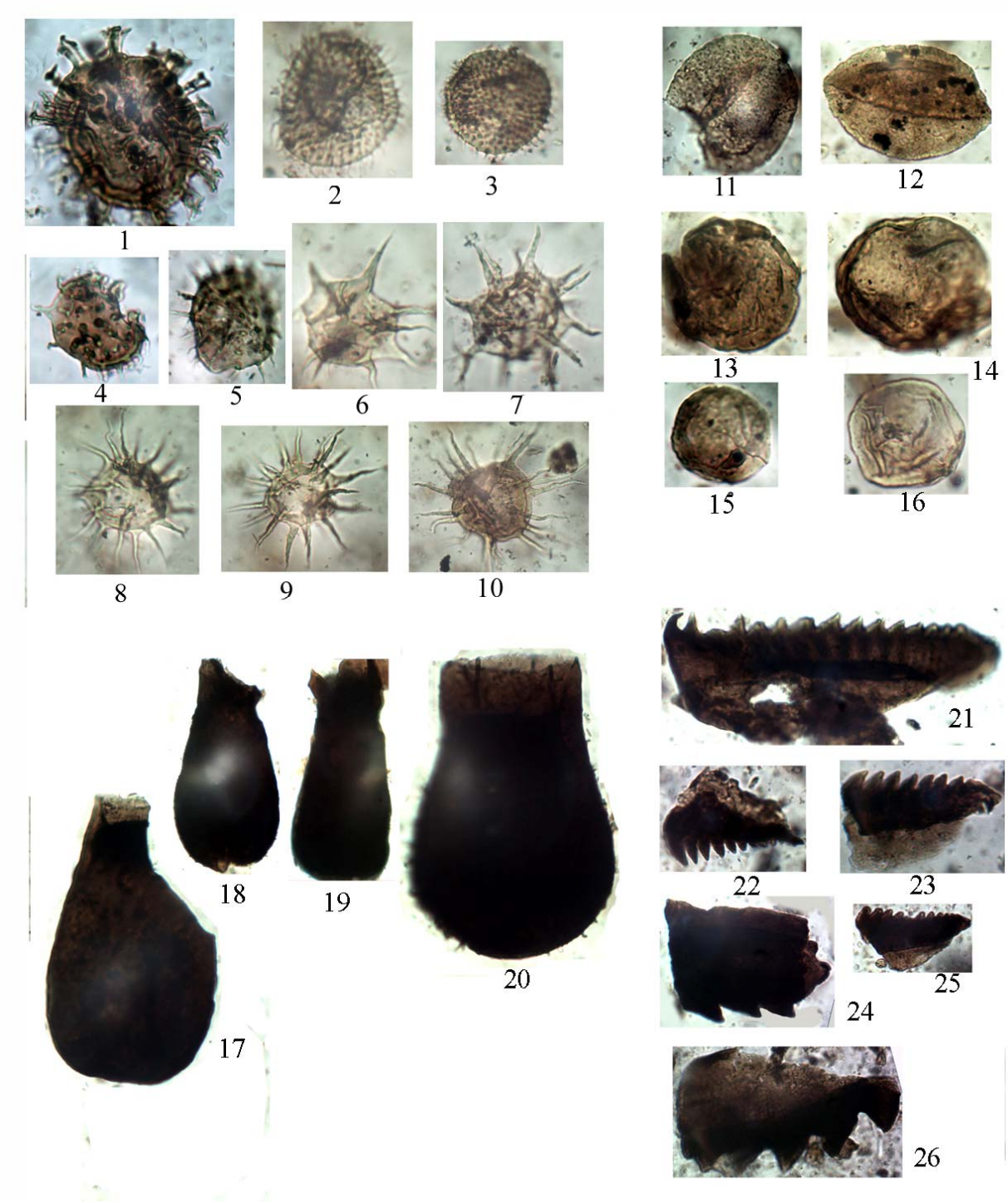


Рис.1. Микрофоссилии в отложениях скв. 108 Новотатищевской (гл. 3397-3414 м).

Акритархи ордовика: 1– *Peteinosphaeridium trifurcatum* (Eis.) Umn., 2, 3 – *Baltisphaeridium cf. polygonal* (Eis) Umn., 4, 5 – *Baltisphaeridium hirtum* (Tim.) Umn., 6,7 – *Micrhystridium stellatum* Defl., 8,9,10 – *Baltisphaeridium stellatie* Unm.

Акритархи верхнего рифея : 11,12- *Kildinella* Tim., 13,14 - *Stictosphaeridium* Tim., 15,16 - *Nucellosphaeridium* Tim. 17-20 - хитинозои среднего-позднего ордовика: *Belonechitina sp. cf. micracantha (*Eisenack, 1931*)* и *Belonechitina cactacea* (Eisenack, 1937); 21-26-сколекодонты.

Акритархи представлены разновидностями двух стратиграфических уровней – верхнедокембрийскими: *Kildinella* Tim., *Stictosphaeridium* Tim., *Nucellosphaeridium* Tim.и ордовикскими: *Peteinosphaeridium trifurcatum* (Eis.) Umn., *Baltisphaeridium* cf. *polygonal* (Eis) Umn., *Baltisphaeridium hirtum* (Tim.) Umn., *Micrhystridium stellatum* Defl., *Baltisphaeridium stellatie* Unm.

Сколекодонты точной возрастной привязки не дают, они представляют собой фрагменты челюстного аппарата кольчатых червей (аннелид). Появление их отмечается с ордовика, в данном случае эти остатки могут служить биомаркерами для корреляции толщ.

Хитинозои представлены видами *Belonechitina* sp. cf. *micracantha* (Eisenack, 1931) и *Belonechitina cactacea* (Eisenack, 1937). Диапазон распространения в Балтоскандии – горизонты ласнамяги-кейла среднего лланвирна – нижнего карадока (или поздний дарривиллий – сандбий). На основании определения хитинозой отложения отнесены к среднему – верхнему ордовику.

Литологически породы представлены серыми слоистыми алевро-песчаниками с хаотичной структурой биотурбирования, с многочисленными ходами илоедов диаметром 2-3 мм, выполненными мелкозернистым кварцевым песком. Особенностью алевропесчаников является полевошпат-кварцевый состав с примесью слюды (мусковита) и значительной примесью зерен глауконита, а также наличие многочисленных фосфатных и углистых включений. Отмечается также наличие углефицированных обломков, реликтов раковинной фауны (брахиопод? трилобитов?). Цемент преимущественно глинистый гидрослюдистый порово-пленочного типа, реже карбонатный. В призабойной части скважины 108 породы представлены темно-зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами однородными массивными, с прослоями мелкозернистых песчаников. Песчаники кварцевые с регенерационным кварцевым цементом, с включениями углефицированных пород. Алевролиты глинистые гидрослюдистые с включениями бурых фрагментов тасманитесов (?), черных углефицированных частиц, фосфатных обломков и многочисленными зернами зеленого глауконита. Обстановка формирования отложений – прибрежно-морская мелководная зона с застойными впадинами. В скважине 102 отложения ордовика перекрываются известняками заволжского горизонта верхнего фамена, в скважине 108- кварцевыми песчаниками колганской толщи нижнего фамена.

Микрофоссилии нижнего-среднего ордовика описаны Г.С. Дедович [1] в керне скважины ДР-6 на Карачаганакском месторождении, в прилегающей с юга бортовой зоне Прикаспийской впадины.

На Башкирском своде в 1999-2000гг. была пробурена скважина 1 Баряш, вскрывшая под красноцветными гравелито-песчаниками девона (предположительно, такатинского горизонта) ордовикские отложения, представленные зеленовато-серыми алевролитами с прослоями серых аргиллитов и песчаников. В составе песчаников наряду с кварцем присутствует слюда, полевой шпат, и глауконит, отмечаются обломки микроквацитов. В алевро-аргиллитах был установлен такой же комплекс микропалеонтологических остатков – шиповатые и сферические акритархи, криптоспоры, единичные конохитины, совместно с фрагментами сколекодонтов и хитинозой. Среди акритарх определены *Baltisphaeridium* Eisen., *Micrhystridium* Defl., *Lophospheridium* Timof., *Leiofusa* Eisen., *Veryhahium* Deunff. Поскольку среди акритарх имеются крупные *Baltisphaeridium* и отсутствуют характерные раннеордовикские (тремадокские) формы, отложения отнесены к среднему- верхнему ордовику. В соседней скважине 3 Баряш под ранне-франскими (пашийско-тиманскими) породами в алевропесчаных отложениях, мощностью свыше 100 м, обнаружены сколекодонты и хитинозои, на основании которых вмещающие отложения также отнесены к ордовику.

Находки сколекодонтов в терригенных отложениях, вскрытых скважинами Байкибашская 4, Новоурняк 50, Аслы-Куль 4 [4,5] позволяют отчленить их от позднедокембрийских немых отложений и отнести к ордовику.

Выводы. Находки микрофоссилий в додевонских терригенных отложениях юго-востока Русской платформы позволили выделить ордовикские осадки в двух нефтеносных областях – в Оренбуржье, на Соль-Илецком своде, и в Башкирии, в районе Башкирского свода. Вскрытые бурением терригенные осадки отнесены к среднему-позднему ордовику. Изучение показало сходство комплексов микрофоссилий в этих отложениях. Совместное нахождение акритарх и хитинозой и сколекодонтов позволяет уточнить датировки отложений и корреляцию толщ.

Наличие переотложенных форм позднедокембрийских акритарх свидетельствует о формировании осадков в результате размыва рифей-вендских отложений в стадию активизации грабенообразования на юго-восточной окраине Русской платформы в ордовике.

Полученные данные могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях.

Благодарности. *Благодарим «ООО Газпром добыча Оренбург» и ОАО АНК «Башнефть» за предоставленный каменный материал.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дедович Г.С.* (1999) Ордовикские микрофоссилии Прикаспийской впадины // Тез. докл. IX Всеросс. палинологической конф. Москва. С. 363-364.

2. *Политыкина М.А., Тюрин А.М*. (2002) Перспективы нефтегазоносности рифей-нижнедевонских отложений юга Оренбургской области // Геология нефти и газа. № 5. С. 20-23.

3. *Чибрикова Е.В.* (1977). Стратиграфия девонских и более древних палеозойских пород Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М.: Наука. 192 с.

4. *Чибрикова Е.В., Олли В.А*. (2002) Потенциально нефтегазоносные отложения ордовика – раннего девона на юго-востоке Русской платформы // Геология нефти и газа. № 5. С. 15-19.

5. *Чибрикова Е.В., Олли В.А*. (2004) Ордовик Западного Башкортостана // Изв. отдел. Наук о Земле и экологии. Уфа: АН РБ. № 9. С. 72-78.

ТИПЫ КАЛЬЦИСФЕР В ФАМЕНСКИХ СФЕРО-УЗОРЧАТЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ (СКВ. 50 ВОСТОЧНО-КОЛВИНСКАЯ, ХОРЕЙВЕРСКАЯ ВПАДИНА)

Канева Н.А.
Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, e-mail: nakaneva@geo.komisc.ru

TYPES OF THE CALCISPHAERA IN THE FAMENNIAN SPHERO-PATTERNED LIMESTONES (BOREHOLE 50 EAST-KOLVA, HOREJVER DEPRESSION)

Kaneva N.A.
Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch of Russian Academy of Science, Syktyvkar, e-mail: nakaneva@geo.komisc.ru

Кальцисферы - полые, сферические известковые микрофоссилии различного происхождения. До настоящего времени кальцисферы таксономически не индентифицированы. Впервые термин *Calcisphaera* ввел В. Уильямсон в 1880 году для своеобразных известковых микрофоссилий из каменноугольных известняков Уэльса [14]. Обилие кальцисфер характерно для карбонатов девона и карбона юго-восточной периферии Русской платформы [4], севера Предуральского прогиба, Волго-Уральского региона, Донбасса [8, 9, 10], а также известны на юго-восточной территории Западной Сибири [13]. По данным Э. Флюгеля [12] полые сферы с простыми или измененными кальцитовыми стенками являются распространенным компонентом девонских отложений полузамкнутых лагун и тылового рифа, а также раннекаменноугольных рамп. Анализ кальцисфер показал, что в зависимости от структуры стенок, рисунка поверхности стенок и размера они могут быть дифференцированы как дазикладиевые водоросли, планктонные зеленые водоросли и однокамерные фораминиферы [12, стр.452]. По его мнению, палеозойские кальцисферы могут быть использованы как индикаторы палеосолености. Это послужило одной из причин нашего интереса к изучению фаменских кальцисфер.

В Тимано-Североуральском регионе также многими исследователями отмечалось присутствие разнообразных кальцисфер в среднефранско-турнейских сферо-узорчатых известняках гр. Чернышева [1], Северного и Приполярного Урала [6], Хорейверской впадины и Тимана [3].

На протяжении многих лет подобные кальцисферы принимались за остатки фораминифер, радиолярий и различных водорослей. Но, по мнению В.С.Вишневской и К.М. Седаевой данные биогенные остатки, в большинстве своем, являются скелетами радиолярий [5]. Они предполагают, что в результате воздействия на них кальцимикробов радиолярии подвергались микритизации и карбонатизации, и в дальнейшем происходило образование так называемых «кальцисфер» с плохо различимой внутренней структурой.

В данной статье приведены результаты микроскопического исследования разнообразия кальцисфер в фаменских сферо-узорчатых известняках скв. 50 Восточно-Колвинская (ВК).

В стратиграфическом плане разрез скв. 50 ВК выделен в объеме всех трех подъярусов фамена: нижний, средний и верхний. Общая мощность отложений 175 м. Нижнефаменские отложения перекрывают вторичные мелко-среднекристаллические доломиты франского яруса. И эта граница также хорошо фиксируется по геохимическим и геофизическим данным [7]. Основание фамена слагают известняки биокластово-пелитоморфные доломитизированные. Выше по разрезу нижнефаменский подъярус представлен известняками микробиальными комковато-сгустковыми. Средний подъярус охарактеризован в основном известняками микробиальными сферово-узорчатыми, а верхнефаменский - известняками шламово-пелитоморфными.

При микроскопическом изучении данных отложений обилие (до 20 %) кальцисфер было встречено в среднефаменских микробиальных известняках с фенестрами. А в нижнефаменских микробиальных известняках с хорошо сохранившимися остатками цианобионтов кальцисфер практически не встречено.

Предварительное исследование кальцисфер показало присутствие двух морфотипов (подобно С. Берковой и А. Мунеске [11]). К первому морфотипу отнесены кальцисферы с четко выраженными наружными шипами, а ко второму – кальцисферы с гладкой поверхностью стенки. Диаметр изученных кальцисфер колеблется от 0.04 до 0.6 мм, а толщина стенок – от 0.01 до 0.08 мм. Наиболее распространены кальцисферы диаметром 0.1-0.15 мм.

Кальцисферы первого морфотипа (Рис. 1А-В) имеют на наружной поверхности стенки шипы двух видов: толстые, сильно перекристаллизованные (Рис. 1А) и тонкие, которые в свою очередь можно подразделить на короткие, слабо измененные (Рис. 1Б) и удлиненные более интенсивно перекристаллизованные (Рис. 1В). Внутренняя полость этих сфер сложена мелко-крупнокристаллическим кальцитом, а в некоторых отмечаются и сгустки пелитоморфного кальцита. К первому морфотипу можно отнести остатки скелетов радиолярий (Рис. 1А, В) и фораминифер (отряд Parathuramminida) (Рис. 1Б). Предположение, что кальцисферами данного типа могут быть микритизированные скелеты радиолярий основано на наличии в шлифах идиоморфных кристаллов чистого кварца размером 0.05-0.2 мм, которые, по мнению М.С.Афанасьевой и Э.О.Амон [2] могли образоваться в результате биоминерализации скелета радиолярий.

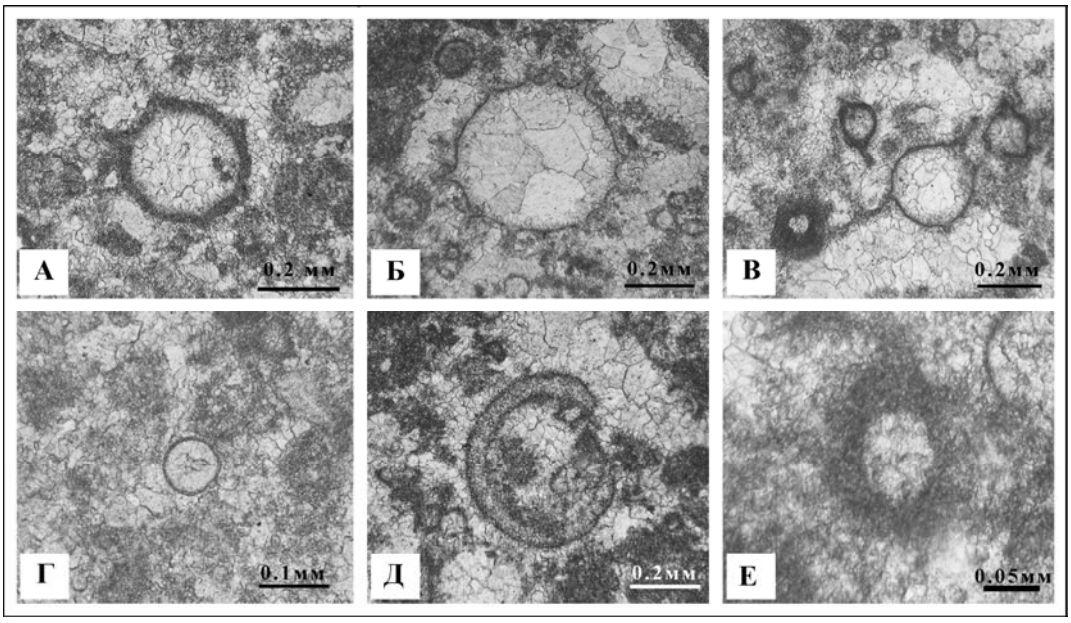


Рис. 1. Морфотипы кальцисфер в фаменских сферо-узорчатых известняках скв.50 ВК (А-В – кальцисферы первого морфотипа: А – с широкой стенкой (шл. ВК 50/8), Б – с тонкой стенкой и короткими шипами (шл. ВК 50/9), В – с тонкой стенкой и удлиненными шипами (шл. ВК 50/12). Г-Е – кальцисферы второго морфотипа: Г – с тонкой стенкой (шл. ВК 50/9), Д – с утолщенной, хорошо выраженной стенкой (шл. ВК 50/12), Е – с толстой, размытой стенкой (шл. ВК 50/13))

У кальцисфер второго морфотипа стенки различается по степени сохранности/преобразованности. Первый вид – стенка скелета тонкая, хорошо выраженная (Рис. 1Г). Второй вид – стенка широкая с четкими контурами (Рис. 1Д) и

широкая с размытыми очертаниями (Рис. 1Е). Стенки кальцисфер данного морфотипа представлены микритизированным кальцитом. Внутренняя полость заполнена мелко-среднекристаллическим кальцитом, иногда она участками перекристаллизована и выщелочена (Рис. 1Д). В кальцисферах, где кальцит не изменен, в скрещенных николях четко видно радиально-лучистое погасание.

При электронномикроскопическом изучении кальцисфер в аналогичных сферо-узорчатых известняках из скв. 22 Ошкотынская (Ош) видно, что стенки кальцисфер первого морфотипа с тонким ободком сложены мелкодисперстным кальцитом размером 0.001-0.003 мм (Рис. 2Б, В). У кальцисфер с широким ободком внутренняя и внешняя периферийные части стенки также сложены мелкодисперстным кальцитом, тогда как внутренняя часть стенки мелкоблоковым кальцитом (0.005-0.01 мм) (Рис. 2А).

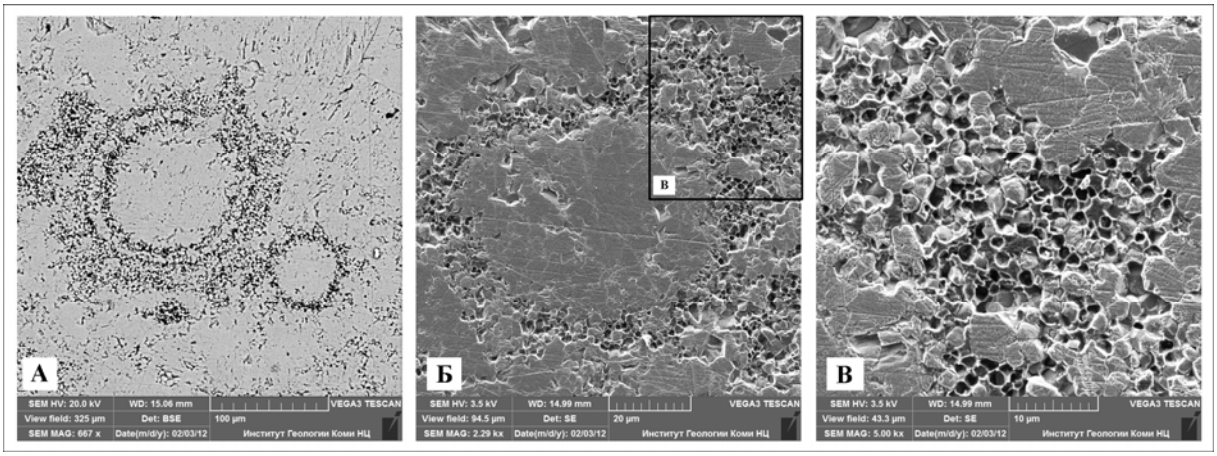


Рис. 2. Кальцисферы первого морфотипа в фаменских сферо-узорчатых известняках скв.22 Ош (шл. Ош 22/56) (А – в упруго-отраженных электронах, Б, В – во вторичных электронах)

Согласно полученным данным изотопов углерода и кислорода среднефаменские известняки, в которых были исследованы кальцисферы, породы в целом характеризуются как нормально-морские карбонаты ($\delta^{13}C$ – 1.1-1.6 ‰, а $\delta^{18}O$ – 24.0-25.1 ‰). Только в образцах из верхнего фамена значения $\delta^{13}C$ повышены от 2.2 до 3.5 ‰, что свидетельствует о некотором увеличении солености вод. Содержание $\delta^{18}O$ колеблется от 23.0 до 24.2 ‰, но в целом изотопы характеризуются облегченными значениями по сравнению с тем, что типично для карбонатов нормально-морского происхождения (28-30 ‰) [7].

Таким образом, предварительное изучение кальцисфер из фаменских сферо-узорчатых известняков скв. 50 ВК, Хорейверской впадины показало, что среди них можно выделить два крупных морфотипа, которые заключают разные виды. И в дальнейшем есть возможность проведения более детальной их классификации и определения условий обитания.

Исследования проводились в рамках Программы Президиума РАН 15/2, № 12-П-5-1006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Антошкина А.И.* (2003). Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН. 303 с.

2. *Афанасьева М.С., Амон Э.О.* (2006). Радиолярии. М: ПИН РАН. 320 с.

3. *Беляева Н.В., Корзун А.Л., Петрова Л.В*. (1998). Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров). СПб.: Наука. 154 с.

4. *Вишневская В.С., Седаева К.М.* (2000). Особенности осадконакопления в раннем – среднем карбоне на юге Восточно-Европейской платформы // Литол. и полез. ископ. № 5. С. 512–522.

5. *Вишневская В.С., Седаева К.М*. (2002). Ревизия некоторых таксонов фораминифер отряда Parathuramminida и вопросы эволюции фораминифер и радиолярий // Палеонтологический журнал. № 6. С. 15–24.

6. *Елисеев А.И.* (1978). Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука. 204 с.

7. *Канева Н. А.* (2011). Характеристика нижнефаменских отложений (скв. 50 Восточно-Колвинская, Хорейверская впадина) // Концептуальные проблемы литологических исследований в России: мат-лы 6-го Всероссийского литологического совещания. Казань: Казан. ун-т. Т. 1. С. 359-362.

8. *Максимова С.В.* Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 90 с.

9. *Максимова С.В.* (1977). Водоросли-породообразователи и водорослевые фации. Среда и жизнь в геологическом прошлом: Палеобиоценозы и условия осадконакопления. Новосибирск: Наука. С. 70-79.

10. *Шуйский В.П.* (1981). Фациальная природа фаменско-турнейской границы Киенгопского вала // Литология и условия формирования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. С. 54-70.

11. *Berkyova, S. & Munnecke, A*. (2010). “Calcispheres” as a source of lime mud and peloids – evidence from the early Middle Devonian of the Prague Basin, the Czech Republic. Bulletin of Geosciences 85(4). P. 585–602.

12. *Flugel E.* (2004). Microfacies analysis of limestones. Berlin; New York: Springer-Verlag. 976 pp.

13. *Sedaeva K. M., Vishnevskaya V. S.* (2000). An origin of sphero-patterned limestones in the Late Devonian mud mounds of the South-East Western Siberia // Pan-Arctic Palaeozoic Tectonics, Evolution of Basins and Faunas. Syktyvkar: Geoprint. P. 105-107. (Ichthyolith Issues Special Publication 6).

14. *Williamson W.C.* (1880). On the organization of the fossil plants of the coal-measures. Part X- including an examination of the supposed radiolarians of the Carboniferous rocks. Philosophical Transactions of the Royal Society of London 171. P. 493–539.

БИОГЕННЫЕ УЛЬТРАМИКРОСТРУКТУРЫ СТРОМАТОЛИТОВ КАРЕЛИИ

Литвинова Т.В.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: litvinova-geo@rambler.ru

ULTRASTRUCTURE OF THE KARELIAN STROMATOLITES

Litvinova T.V.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: litvinova-geo@rambler.ru

Самые древние строматолиты известны в нижнепротерозойских отложениях Карелии [3]. Их относят к туломоозерской свите, в составе которой выделяют ятулийский надгоризонт. Некоторые исследователи [2] предлагают разделение надгоризонта на нижнюю преимущественно терригенную и верхнюю карбонатную части, соответственно на сегозерский и онежский горизонты. В последнем выявлены многочисленные строматолитовые (фитогенные) постройки, которые относят к типу Litophita [2]. Обычно классификация строматолитов строится по их морфологии и микроструктуре, изучаемой с помощью бинокулярной лупы. Однако систематика этого типа основана только на морфологии, что связано с отсутствием характерной для более поздних строматолитов слоистостью. В статье предпринята попытка выявить роль и происхождение биогенных ультрамикроструктур в формировании морфологических и текстурно-структурных особенностей строматолитов родов *Sundosia* и *Colenia olenica*. При определении биогенной природы микрочастиц, изучаемых с помощью электронного микроскопа, автор руководствовался следующими критериями: 1. Биогенные образования выделяются из общей массы породы округлыми очертаниями, гибкостью, мягкими формами, отличающими их от правильных и угловатых минеральных кристаллов. 2. Очень важно изучить вмещающую биогенные частицы породу, установив обычную для нее форму кристаллизации. 3. Необходимо определить химический состав предполагаемых биогенных образований, так как в них обычно фиксируется повышенное содержание углерода, часто сопровождаемое наличием калия и кислорода. 4. Выявить повторяемость форм биогенных образований. 5. Установить характерное для них местонахождение в породе и их взаимное расположение. 6. Оценить роль вторичных процессов, способных существенно завуалировать биогенную природу организмов или, наоборот, имитировать ее. 7. Изучить, если представляется возможным, этот же таксон с помощью электронного микроскопа по материалам керна для определения роли гипергенных процессов в породе.

Род *Sundosia mira* (Butin, 1966) выявлен в районе озера Сундозера, он представлен тесно расположенными субцилиндрическими столбиками, высота которых не превышает 5-7 см, диаметр 1-1,5 см., ветвление наблюдается редко. Ограничение ориентировано как поперек, так и вдоль столбика. Форма поперечного сечения овальная (Рис. 1а), концентрически слоистая, нечеткая. Строматолиты имеют пеструю, светло-серо-розовую окраску за счет присутствия примеси мелкодисперсного гематита [3]. Вмещающая порода сложена неслоистым кремнистым доломитом розового цвета.

Изучение их с помощью электронного микроскопа выявило достаточно широкое распространение вытянутых тонких образований длиной до 200 микрон, шириной до 20 микрон (Рис. 1б, в, г, ж) с высоким содержанием углерода – до 80% от их общего состава. В других таксонах в Карелии, даже на этом же разрезе, подобные организмы нами не обнаружены. В пробе также встречены округлые органические образования с таким же высоким количеством углерода (Рис. 1д), имеющие в поперечном разрезе концентрическое строение. Кроме того, в таксоне *Sundosia* часто наблюдаются пустоты неминерального происхождения (Рис. 1е). По размеру, внешнему облику и составу палочковидные частицы можно отнести к бессосудистым споровым растениям –

водорослям, у которых отсутствует проводная система. В морфологическом отношении они отличаются от многоклеточных растений отсутствием корней и стеблей и являются неклеточными доядерными образованиями, то есть имеют прокариотическое строение, характерное для синезеленых и прохлорофитовых водорослей. В последних пока выделяется единственная группа, которая характеризуется меньшим размером и шаровидной формой, следовательно, их следует отнести к синезеленым водорослям. Большинство обнаруженных водорослей опоясывают стенки отверстий в карбонатной породе, скручиваясь в два (Рис. 1б), в три раза (Рис. 1г) или даже многократно, полностью заполняя отверстие (Рис. 1д).

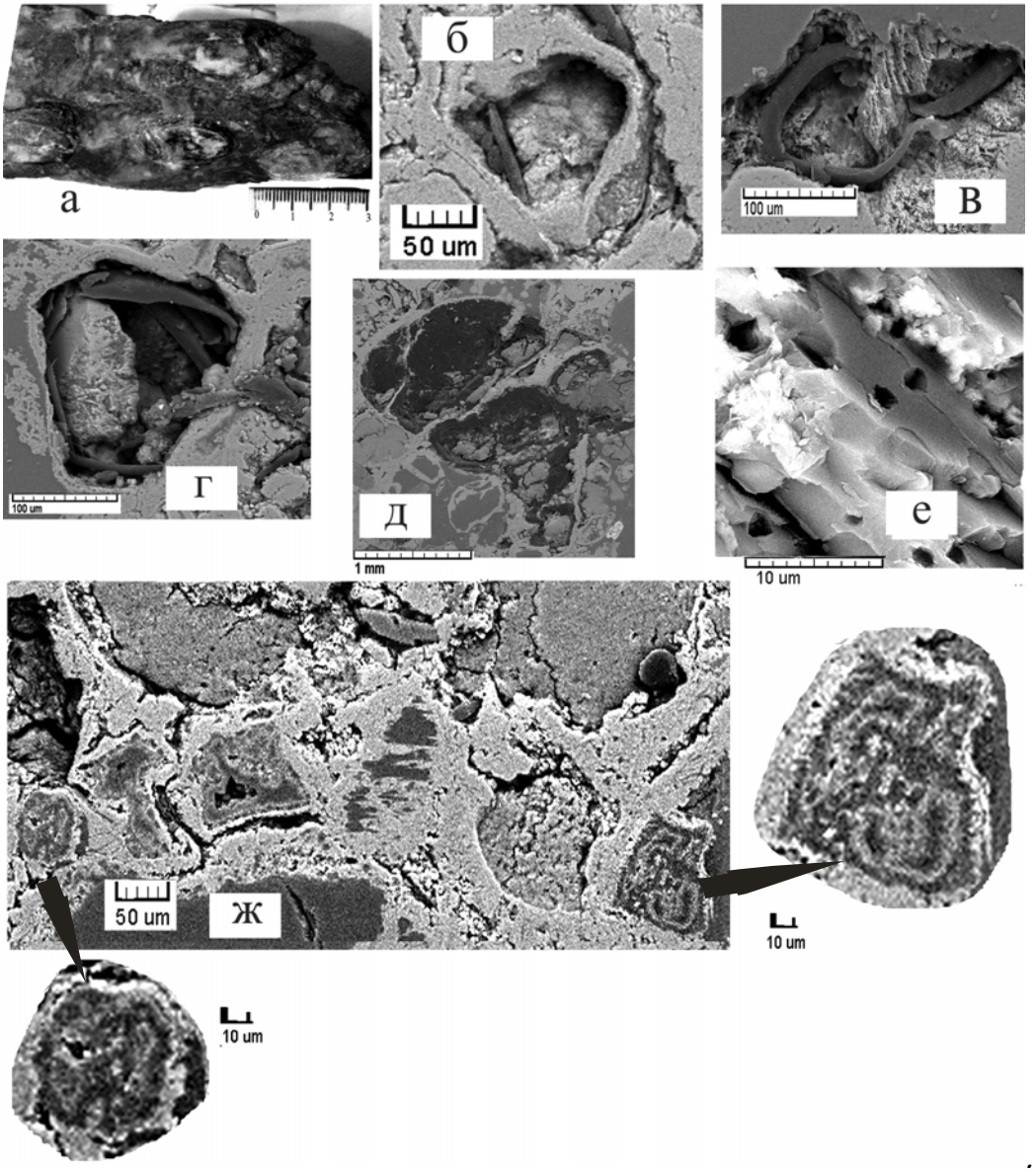


Рис. 1. Текстура и ультрамикроструктуры Sundosia mira.

Размещение водорослей в «норках», по-видимому, указывает на то, что они являлись эндолитами, то есть сверлящими организмами, которые поселялись на поверхности субстрата, а затем внедрялись в него за счет выделения органических кислот, растворяющих находящийся под ними известковый ил. При этом первоначально водоросли не теряли связь с внешней средой: им были необходимы свет, определенная температура, содержание в воде биологически активных веществ,

макро- и микроэлементов, а также неорганического источника углерода. Водоросли уже были способны к фотосинтезу, то есть ассимилировали на свету углекислый газ, а в качестве источника водорода использовали воду. Они добывали себе пропитание, поглощая из окружающей среды растворы минеральных солей и углекислоты, перерабатывая его в необходимые для жизни органические соединения – белки, углеводы, жиры, и получали таким образом энергию для роста и размножения. Ограниченное распространение водорослей говорит о существовании лимитирующих факторов, не позволяющих им активно процветать по всему акваторию того времени. Узкая локализация может быть вызвана различными причинами, например, недостатком освещения, необходимого водорослям в качестве источника энергии для фотохимических реакций и возможности их роста и развития. Минеральный состав воды и соленость, состав субстрата не могли существенно отличаться в пределах одного водоема. А вот наличие или отсутствие течения, так же, как и свет, могли сыграть важную роль в их жизни. Для водорослей имеет большое значение процесс поступления в слоевище биологически активных веществ, кислорода и неорганических источников углерода, что зависит не только от их концентрации в воде, но и от скорости течения, которая может играть как положительную, так и отрицательную роль в жизни растений. Если плотно соприкасающиеся водоросли полностью занимали отверстие, возникали округлые образования с концентрическим строением и высоким содержанием углерода (Рис. 1д). Но если в «норках» оставалось полое пространство между закрученным в несколько раз слоевищем, оно часто заполнялось карбонатным материалом, что приводило к возникновению округлых образований с концентрическим строением, в которых чередуются карбонатный и органический материал (Рис. 1ж). Наиболее удобные условия для роста последующих водорослей создавались в этих же отверстиях. Вода в них была обогащена органическим веществом и микроэлементами, освещения хватало, в то же время они были защищены, но не изолированы от течения, выносившего продукты разрушения. Последующие процессы обезвоживания, уплотнения и кристаллизации завершили формирование столбиков с поперечным концентрическим строением.

Совершенно иное строение имеет род *Colenia olenica* (Рябинин, 1941), распространенный на Южном Оленьем Острове в Онежском озере. Для него характерны почковидные постройки высотой 10-15 см, разделенные небольшими впадинами (Рис. 2б). Диаметр бугров составляет 3-3,5 см (Рис. 2а), причем они часто ориентированы перпендикулярно относительно друг друга. При большом увеличении видно, что центральная концентрически слоистая часть (Рис. 2а, в, г) сложена мелкокристаллическим доломитом с повышенным количеством органического вещества и кремнезема (Рис. 2д). Вокруг этого ядра (Рис. 2в, г) сформировался крупнокристаллический кремнезем, который в свою очередь окружен доломитом. В кремнеземе присутствуют отдельные частицы с повышенным содержанием углерода и округлые отверстия неминерального происхождения (Рис. 2е).

Таким образом, «круговая» текстура, характерная для *Sundosia,* возникла в результате жизнедеятельности водорослевой колонии при участии бактерий, на что указывают пустоты в породе (Рис. 1е). Процесс сопровождался осадконакоплением и дальнейшей деструкцией литифицированного минерального осадка. Почковидная текстура *Colenia olenica* сформировалась в результате жизнедеятельности бактерий, перерабатывавших карбонатный ил. По мере обезвоживания осадка бактерии переселялись в сохранявшиеся в пластичном состоянии илы. Небольшая часть из них «по дороге к новой жизни» погибала, на что указывают карбонатные образования с повышенным содержанием углерода на крупнокристаллическом кремнеземе, образовавшемся вокруг колонии. Некоторые пытались обустроиться на затвердевшей

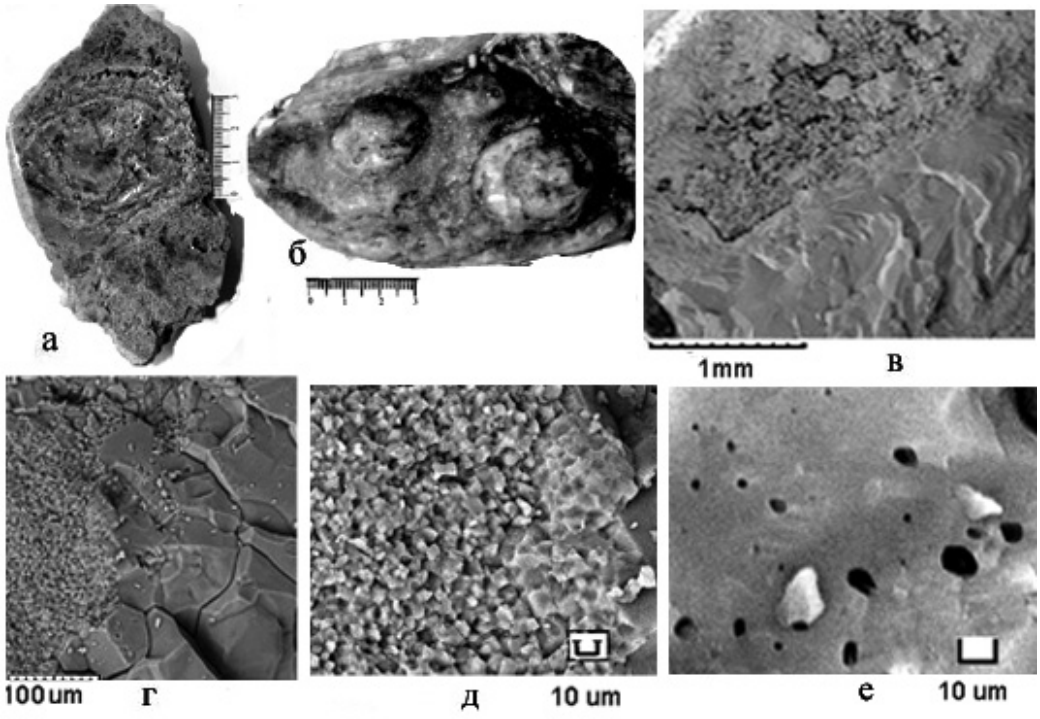


Рис.2.Морфология, текстура и ультрамикроструктуры Colenia olenica.

породе, проделывая в ней норы. Как известно, бактерии способны превращаться в споры при высыхании слизистой оболочки и обезвоживании субстрата, в разы уменьшая свои размеры в ожидании лучших времен. Однако осадконакопление не прекращалось, захоранивая их вместе с норами. Большинство бактерий - гетеротрофы, они не способны синтезировать органическое вещество, но готовы использовать его. Предполагается, что резкое увеличение количества изотопно тяжелого $C_{карб.}$, характерного для этих пород, происходило за счет избирательного извлечения из воды легкого углерода в состав органического вещества [4]; логично предположить, что эту функцию выполняли бактерии. Действительно, в мелководных обстановках сабкхи в период стагнации онежского водоема фиксировались наибольшие значения этой величины [1]. Именно такие участки и осваивали бактерии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахмедов А.М., Крупеник В.А., Макарихин В.В., Медведев П.В.* (1993). Изотопный состав углерода в карбонатах раннепротерозойских бассейнов (Балтийский щит). Петрозаводск. Карельский НЦ. 60 с. (Препринт доклада)

2. *Магницкая Т. Э., Макарихин В. В., Медведев П. В. и др.* (1996). Опорный разрез ятулийского надгоризонта и вопросы корреляции // Тез. докл. на Междунар. конф. «Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». СПб. С. 44–45.

3.Макарихин В.В., Кононова Г.М. (1983). Фитолиты нижнего протерозоя Карелии. Л.: Наука. 180 с.

4. *Schidlowski M., Eichmann R., Jnnge C. E.* (1975). Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia//Geochim.Cosmochim.Acta. V. 40. No. 4. P. 449-455.

ОНКОЛИТЫ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО ГОРИЗОНТА МАЛОГО КАРАТАУ

Литвинова Т.В.

Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: litvinova-geo@rambler.ru

OOLITES FROM THE IRON-MANGANESE HORIZON, MALI KARATAU

Litvinova T.V.

Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: litvinova-geo@rambler.ru

Малокаратауский бассейн возник в вендско-кембрийскую эпоху фосфатонакопления. Ему посвящены многочисленные труды, во многих из которых отмечалась тесная связь продуктивной свиты с биосом [2, 3, 7, 8]. Фосфориты датируются томмотским ярусом нижнего кембрия [4]. В данной работе рассматриваются вопросы строения и происхождения онколитов железо-марганцевого горизонта (далее – жмг), выделяемого в кровле продуктивной свиты. Доломиты этого горизонта характеризуется яркой индивидуальностью благодаря онколито-водорослевой текстуре, подчеркнутой избирательным распределением железа и марганца. Жмг в той или иной степени присутствует практически на всех фосфатопроявлениях совместно с фосфоритами, его мощность от 10 см до 3 метров. Наиболее полный разрез можно наблюдать на фосфатопроявление Джилане, где выявлен ряд линз протяженностью 15-18м (Рис.1).

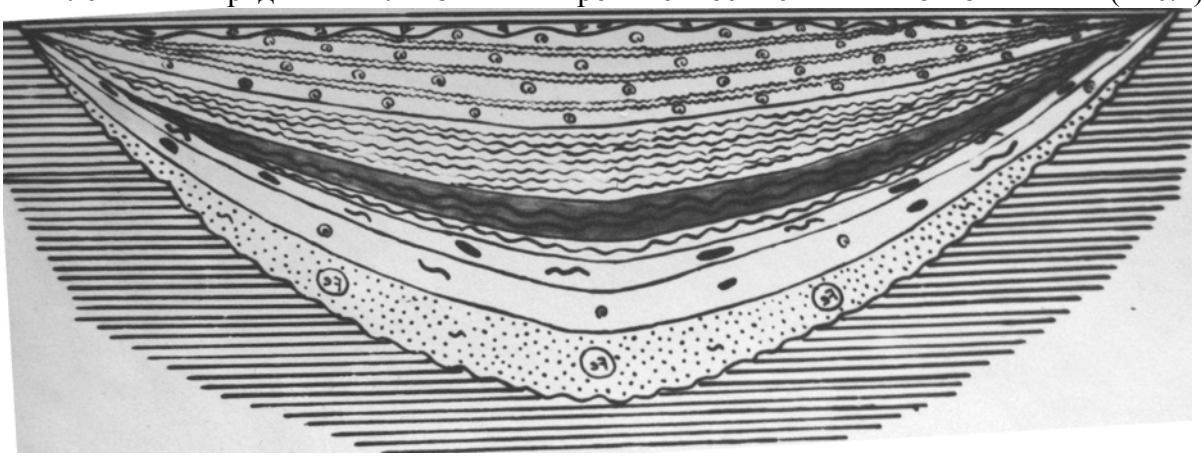


Рис. 1. Строение жмг. Масштаб: вертикальный 1:50, горизонтальный 1:100



Условные обозначения: 1 –кремнисто-карбонатно-глинистые сланцы; 2 – фосфатно-карбонатный гравелит; 3 – темно-бордовый доломит с волнистополосчатой текстурой; 4 – розовый доломит с тонковолнистополосчатой текстурой; 5 – доломит, разделенный сдвоенными волнистыми слойками; 6 – угловатые осколки онколитов; 7 – онколиты; 8 – участки породы, импрегнированные оксидами железа; 9 – участки развития вторичного кремнезема; 10 - фрагменты волнистополосчатой текстуры; 11 – черные включения оксидов железа и марганца; 12 – размытая поверхность.

Строение каждой из них идентично – на размытой поверхности карбонатно-кремнисто-глинистых сланцев залегают снизу вверх: 1) фосфатно-карбонатный гравелит, погруженный в розовый доломит с участками, сложенными ярко-желтым лимонитом, микроскопически – это пористый доломит с неравномерно распределенными мелкими редкими фосфатными пеллетами, частично замещенными

оксидами железа, встречаются включения кремнезема с отдельные спикулами губок, мощность 30-40см; 2) рыхлая бордово-розовая карбонатная порода с редкими онколитами и ярко-желтыми участками лимонита, под микроскопом видна волнисто-полосчатая структура (Рис. 2а); часто ромбические кристаллы доломита бывают фрагментарно или полностью замещены оксидами железа. Встречаются отдельные фосфатные пеллеты и редкие кристаллы кварца, мощность слоя 25-35 см; 3) темно-бордовый доломит с тонкими черными волнистыми слойками, мощность 10-20 см; 4) бордовый доломит с темно- бордовыми волнистыми полосами (Рис. 2б), мощность 10-15 см; 5) толща от темно-бордовых до почти черных доломитов с выпуклыми волнистыми иссиня-черными слойками (4-7мм), мощность 20-35см; 6) розовый доломит с тонкими бордовыми волнистыми слойками, мощность 40-60см 7) бордовые доломиты разделены на 4 части тонкими волнистыми полосками темно-бордового цвета, внутри каждого слоя распространены онколиты (Рис. 2ж), при выклинивании слоя (Рис. 2в) полосы с разных рядов сливаются в одну, а онколиты пропадают. Последние могут быть различного размера, от 0,1 до 25 мм в диаметре (Рис. 2г, д, ж), они часто находятся в "железистой скорлупе", сложенной рыжевато-коричневой карбонатно-алевролитовой рассыпчатой породой, в разрезе имеют концентрическое строение. В верхней части порода светлеет, а число онколитов уменьшается, под микроскопом прослеживается характерная для водорослевых отложений сетчато-кружевная структура, образовавшаяся за счет тонкого прорастания доломита и халцедона; 8) серовато-бордовый доломит с черными пятнами и с редкими треугольными осколками онколитов, мощность 10 см; 9) бордово-красные карбонатно-глинистые сланцы, мощность 5-10 см.

По данным микрозондирования, вмещающая онколиты порода представлена в основном доломитом с примесью марганца, оксидов железа, углерода, фосфатного материала, кремния, встречаются кристаллы барита. Изучение онколитов с помощью электронного микроскопа показало, что они состоят из нескольких карбонатно-фосфатных оболочек-скорлупок (Рис. 2е), между которыми находятся тонкие кремневые слои (Рис. 2з), либо полое пространство (Рис. 2л), иногда заполненное оксидами железа (Рис. 2и). Строение онколитов подобно набору матрешек – в каждом последующем «шарике» заключен более мелкий, в котором находится еще меньший по размеру и так далее, до 12 единиц (Рис. 2е). Ядро онколита сложено карбонатно-фосфатным материалом, реже – кремнеземом. Количества кальция и примесей железа к периферии онколита возрастает, а марганца и кремнезема убывает.

Жмг в обнажениях в сильно изменен в результате гипергенных процессов, поэтому были изучены и онколиты керна (Рис. 2д). Оказалось, что в их "сердцевине" наблюдается тончайшее чередование двадцатимикронных слойков кремнезема с более широкими фосфатно- карбонатными слойками (P_2O_5 до 1,5%). Слои онколита сложены карбонатным материалом и отделены друг от друга тонкими слоями кремнезема, которые в результате приповерхностных процессов частично или полностью уничтожаются в обнажениях. В пределах онколита обнаружены отдельные кристаллы апатита и мельчайшая фосфатная "сыпь" размером до 1мкр, благодаря которым в обнажениях онколиты приобретают фосфатно-карбонатный состав. На третьем от центра слое так же, как и в многослойных оолитах, отмечается повышенное содержание ниобия. Сопоставление онколитов керна и обнажения показывает, что в последних уменьшается количества магния, кальция, кремния, марганца, ванадия, иттрия, церия, но возрастают количества фосфора, железа и ниобия. Однако в отдельных онколитах обнажения количество марганца может существенно возрастать. Во вмещающих онколиты доломитах керна встречаются участки, сложенные кремнеземом, а также мелкие (менее 50 мк) фосфатные оолиты (Рис. 2к), идентичные

по составу и строению оолитам продуктивного горизонта (Рис. 2л): они: также имеют нескольких оболочек, а состав вмещающей породы и центральной части пеллет также всегда совпадают (фосфорит либо кремнезем). Фосфатные пеллеты никогда не встречаются в пределах онколитов, но всегда между ними. По всему полю шлифа беспорядочно разбросаны кубические кристаллы пирита. В процессе выветривания при их разложении высвобождаемое железо первоначально заполняет каверны, трещинки, пограничные и дефектные части онколита, при дальнейшем перераспределение материала каждый из онколитов заключается в тонкую скорлупу, включающую оксиды железа.

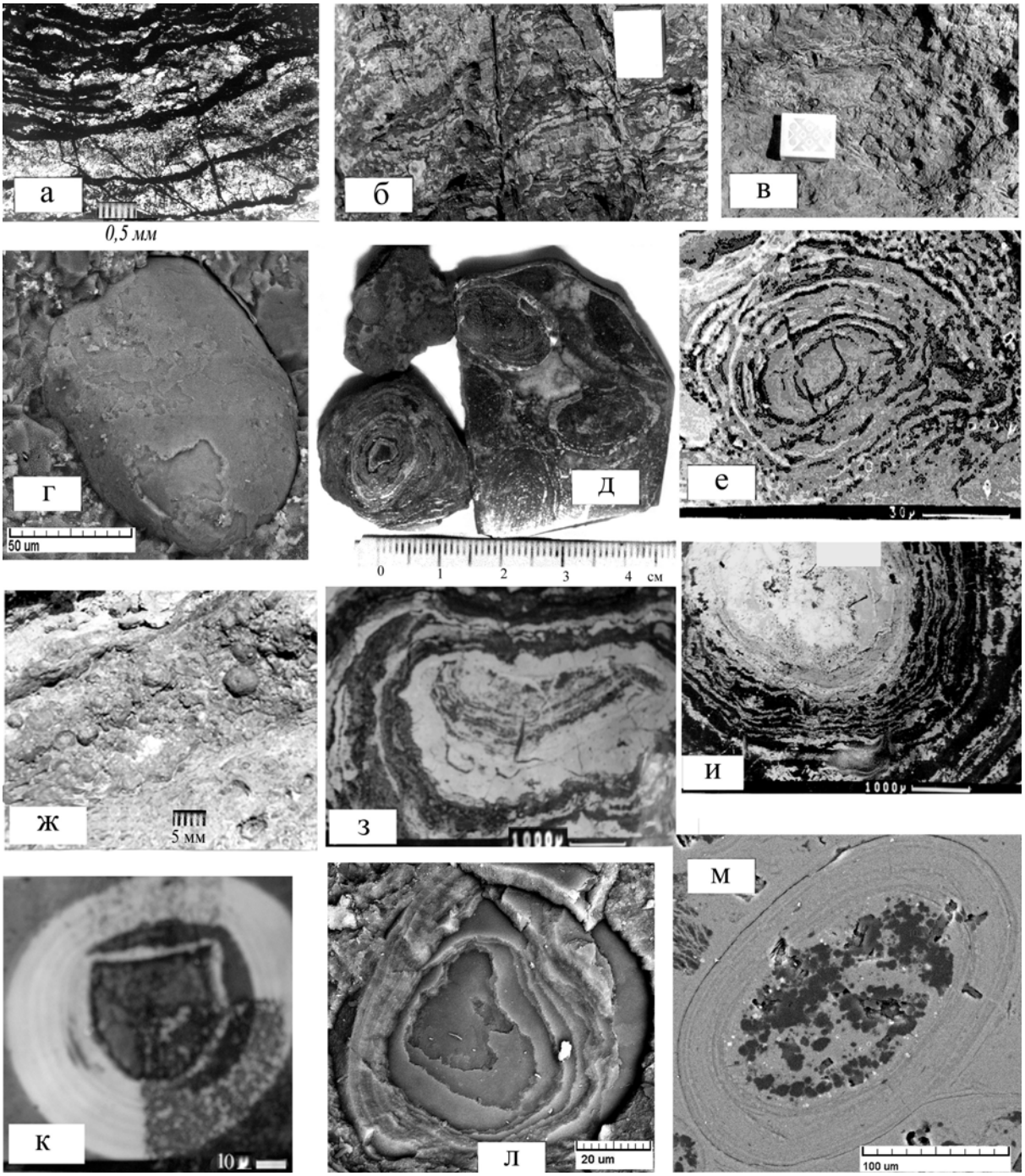


Рис. 2. Биогенные текстуры, макро- и ультрамикроструктуры.
а, б, в, ж – текстура жмг; г, е, з, и – онколиты и их строение; к, л, м – фосфатные оолиты.

Исследование онколитов показало, что по своему строению они не отличаются от фосфатных оолитов. И те, и другие считались хемогенными образованиями [5, 6], однако в последнее время появились свидетельства биогенной природы оолитов [3, 7, 8]. Так, детальное изучение фосфатных пеллет [3] выявило внутри некоторых из них замещенные кремнеземом микрофоссилии (Рис. 2м). На их биогенную природу указывают также повторяемость в разрезе всех форм пеллет, ступенчатое изменение их размеров [7], а также небольшой процент (2-3) оолитов относительно общего количества пеллет в фосфоритах [2]. Выше было показано, что обогащение фосфатом онколитов в открытой части разреза происходит в результате вторичных процессов. Поступление фосфора на регрессивной стадии существования бассейна резко сократилось. Онколиты керна имеют фосфатное вещество только в своем ядре, фосфатных оолитов мало и они очень мелкие. Однако жаркий засушливый климат способствовал развитию бактериально-водорослевой колонии и возникновению крупных карбонатных онколитов. В условиях дальнейшего обмеления водоема и существенного повышения концентрации солей в выпариваемой морской воде, он постепенно превращался в изолированные мелкие бассейны. В таких «лужах» вода была насыщена магнезиальными карбонатами, которые находились в ней в виде растворов и взвесей, организмы ускоряли процессы осадконакопления, что способствовало фиксации биогенных текстур . Возможно, действие воздушных потоков на открытом, выровненном к тому времени пространстве вызывало закручивание неприкрепленных водорослей. Однако, не исключено, что форма онколитов объясняется и другими, сложно функционировавшими биохимическими процессами. Такие же пеллеты-онколиты возникали и в других фосфатных провинциях этого времени. Так, Г.И. Бушинский описал фосфатные и карбонатные образования в китайских фосфоритах Синаня [1]. Выявлены они также и в пермских фосфоритах Фосфории [9], при этом везде на регрессивной стадии существования бассейна отмечается резкое возрастание количеств железа и марганца, что указывает на сходство процессов при формировании фосфатоносных провинциях кембрия и перми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бушинский Г.И.* (1966). Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука. 192 с.

2. *Литвинова Т.В.* (2005). Генезис микрозернистых фосфоритов. ДАН. Т. 404. №.2 С.220-224

3. Литвинова Т.В. (2007). Состав, морфология и происхождение фосфатных пеллет (на примере фосфоритов Малого. Каратау) // Литология и полезн. ископаемые. № 4. С. 426-443.

4. Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. (1981). Стратиграфия и фауна пограничных слоев докембрия Малого Каратау. М.: Наука. 90 с.

5. Радионова Э.П. (1974). Концентрически-слоистые карбонатные желваки нижнего и среднего палеозоя и некоторые вопросы их классификации // Бюлл. МОИП. Т.79. отд. Геол. Т. 49. Вып. 2. С. 145.

6. Тушина А.М. (1960). О фосфатных оолитах и сферолитах в фосфоритах Каратау // Записки Всероссийского минерального общества. 2-я серия. Ч. 89 Вып. 1. С. 46-51.

7. Холодов В.Н., Пауль Р.К. (1999). Фации и генезис фосфоритов Каратау. Сообщение 2 Происхождение фосфатных пеллет и общая схема развития томмотского палеоводоема // Литология и полезн. ископаемые. №5. С. 503-517.

8. Еганов Э.А., Жегалло Е.А, Школьник Э.Л (1999) Фосфоритоносный бассейн Каратау (КФБ) Казахстана // А.И. Ханчук, И.Н. Говоров (ред.). Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мир. Моногр. Владивосток: Изд-во Дальнаука. С. 21-32.

9. Campbell C.V. (1962). Depositional environments of Phosphoria formation (Parmian) in Southeastern Bighorn Basin. Wyoming // Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. V. 46. No. 4. P. 263-298.

РОЛЬ ФОСФОРА В КОНСЕРВАЦИИ МИКРОФОССИЛИЙ

Малёнкина С.Ю.
Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, e-mail: maleo@mail.ru

THE ROLE OF PHOSPHORUS IN THE CONSERVATION OF MICROFOSSILS

Malenkina S.Yu.
Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Moscow, e-mail: maleo@mail.ru

Фосфор является одним из важнейших элементов жизни в биосфере Земли. В виде фосфатов он присутствует в живых клетках, входит в состав белков и других важнейших органических соединений (АТФ, РНК, ДНК), играет ключевую роль в биологических процессах передачи энергии. Кроме того, минеральная составляющая костей состоит из гидроксиапатита, а в состав зубной эмали входит фторапатит. Фосфат, который высвобождается в результате выветривания на суше и превращается в твердые и растворенные органические и неорганические формы, транспортируется реками в океан, при этом значительная его часть быстро осаждается в прибрежных районах без включения в морскую биомассу. Тем не менее, первичные продуценты, т.е. фитопланктон в поверхностных морских водах, сильно зависят от этой речной поставки. Относительно небольшой поток биологически доступного фосфора состоит в основном из твердых частиц в виде лабильного органического вещества и фосфора, связанного с оксигидроксидами металлов, дополненные незначительными долями растворенных фосфатов и растворенного органического вещества. Он очень быстро усваивается морской биомассой и считается важным фактором в регулировании первичной продуктивности [6]. В свою очередь в некоторых участках шельфа, в результате взаимодействия ветровых и гидрофизических полей, возникает еще один источник фосфора – апвеллинг, стимулирующий как первичную продукцию фитопланктона, так и все остальные звенья пищевой цепи (зоопланктон, ихтиофауну и др.), здесь же эпизодически происходят массовые заморы, дополнительно способствующие возникновению на дне обогащенных органическим веществом биогенных осадков, которые в дальнейшем и являются базисом для процесса фосфоритообразования [1]. В наиболее геохимически активном верхнем слое осадка, при участии микроорганизмов, происходят распад органического вещества, минерализация и частичное растворение фосфора в поровых водах. При этом наблюдаются противоположно направленные диффузии фтора из придонной воды в осадок и фосфора снизу к поверхности раздела вода-дно, благодаря чему, в зоне пересечения этих потоков, происходит осаждение фторкарбонатапатита, видимо в аморфной фазе. Центрами осаждения выступают зоны скопления органических остатков с повышенным содержанием фосфора и питающимися ими микроорганизмами, способными накапливать и удерживать значительные количества фосфора, тогда как другие продукты разложения – углекислота, метан и др. удаляются ими во внешнюю среду [5]. Эти микроорганизмы, такие как некоторые бактерии (например, *Escherecia, Bacillus, Flavobacterium* и *Pseudomonas*) и простейшие (например, *Vorticella, Opercularia* и *Epistylis*), могут захватывать и концентрировать фосфор в виде внутриклеточных гранул полифосфатов [10]. Яркий пример этого – крупная сульфид-окисляющая бактерия *Thiomargarita namibiensis*, запасающая огромное количество полифосфатов и обеспечивающая очень высокое содержание фосфатов в поровых водах шельфа Намибии и последующее выпадение кристаллитов апатита [11]. Помимо них существуют и различные виды фитопланктона (такие как *Skeletonema, Thalassiosira, Synechocystis, Nostoc, Calothrix, Trichodesmium*), которые способны по мере необходимости синтезировать, хранить и удалять полифосфаты.

Накопление полифосфатов обычно происходит в аэробных условиях, когда имеется избыток растворенного фосфора. Если эти возникает анаэробная среда, хранимый фосфор используется в качестве источника энергии и, в конце концов, выходит в растворенном виде в окружающие воды. Микроорганизмы, накапливающие полифосфаты, являются доминирующими при осциллирующих окислительно-восстановительных условиях, поскольку это позволяет им хорошо переносить изменяющиеся условия. Наличие больших количеств (6,6%) полифосфатов было зарегистрировано и в морских осадках с кислородной средой, где условия на границе раздела осадок-вода не способствуют использованию полифосфатов, но в бескислородных условиях осадка ниже в нескольких сантиметрах, уже происходит их использование [10]. Кроме того, появились данные показывающие, что существует ассоциированный с опалом внутренний фосфор, находящийся непосредственно в раковинах диатомей. В обогащенных биогенным опалом осадках он достигает в среднем 50-60% извлекаемого фосфора [8]. Диатомовые же являются важными первичными продуцентами во многих высокопродуктивных океанических обстановках (например, на шельфе Намибии), так как они являются либо доминантным, либо эпизодически обильным фитопланктоном. Возможно, радиолярии также содержат в своем скелете ассоциированный с опалом фосфор, поскольку имеются данные об их зависимости от концентрации фосфатов в морской воде [9], хотя возможно это связано либо с особенностями питания, либо необходимостью фосфора для симбиотирующих с ними зооксантел. Все это хорошо объясняет, почему современные океанские фосфориты формируются в районах с высокой биологической продуктивностью, для которых характерна максимальная интенсивность седиментационных потоков фосфора в составе биогенного детрита и повышенные концентрации этого элемента в донных отложениях, что способствует последующему осаждению фосфатов кальция [1].

Наши исследования подтверждают, что мезозойские (юрские и меловые) фосфориты Восточно-Европейской платформы, вероятно, образовывались в схожих обстановках [2, 3]. Анализ общего состава породообразующих биокомпонентов изученных фосфоритов показал, что микрофоссилии представляют значительную их часть. Так при изучении средне-верхнеюрских желваковых фосфоритов установлено [3], что среди микрофоссилий преобладают радиолярии и мелкий детрит иглокожих, гораздо реже наблюдаются фораминиферы, кальцисферы, кроме того, присутствуют остракоды, микроскопические двустворки, брахиоподы, фрагменты обызвествленных слоевищ багряных водорослей, бактериально-водорослевых матов, копролиты, достаточно часто встречаются также детрит и спикулы губок, чешуи и фрагменты костей и зубов позвоночных. Наиболее распространенными микрофоссилиями в юрских фосфоритах являются радиолярии, с различной степенью сохранности внутренней структуры и замещения ее фосфатом, глауконитом, нередко пиритизированные. Часто присутствуют конусовидные насселярии семейств Stichocapsidae, Parvicingulidae и сферические радиолярии спумеллярии семейств Praeconocaryommidae, Actinommidae, гораздо реже дискоидные формы с губчатой стенкой (нередко неопределимые), при этом они довольно однообразны по составу (лопастные диски полностью отсутствуют), а их иглы относительно короткие и толстые, что свидетельствует о том, что это – прибрежные условия с частыми устойчивыми восходящими течениями. С диатомеями вопрос остается открытым, так как нами пока не найдено их достоверных остатков (несмотря на то, что их существование установлено с юры), вероятно из-за того, что они реже сохраняются либо из-за раскристаллизации опала, уничтожающей их тонкую структуру, либо из-за растворения в восстановительной среде. Иглокожие чаще всего представлены неопределимыми скелетными элементами морских лилий, ежей, возможно морских

звезд, иногда корродированными и пиритизированными по периферии. Среди фораминифер, встреченных в фосфатных желваках, имеются планктонные и бентосные формы. Планктонные фораминиферы относятся к семейству Globuligerinidae, представленные одним, реже двумя одновременно существовавшими видами (*Globuligerina oxfordiana (Grigelis)* и *Compactogerina stellapolaris (Grigelis))*, видовые популяции других крайне малочисленны. Бентосные формы более разнообразны. У фораминифер карбонатная раковина чаще всего сохраняется незамещенной, иногда корродируется, а полости (ядра) фосфатизированы или пиритизированы. Отсутствие их в некоторых фосфоритах, вероятно, можно объяснить растворением их раковин в аноксидной среде, на что указывает большая насыщенность их пиритом и тонкодисперсной органикой. Багряные водоросли наблюдаются в верхнем оксфорде и среднем подъярусе волжского яруса в слоях с повышенным содержанием карбонатного вещества. Они не замещаются фосфатом, изредка пиритизированы. Часто они отмечаются и в строматолитах, которые приурочены к нескольким уровням верхнего келловея-киммериджа и относятся к морфологическим типам желваковых и пластовых. Постройки чаще всего сложены тонкими чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, реже нацело фосфатны, иногда присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. В СЭМ спорадически наблюдаются цианобактериальные структуры. Постройки формировались как в нижней части литоральной зоны с периодически активной гидродинамикой, так в сублиторальной зоне с более спокойными условиями [4]. Все изученные микрофоссилии также указывают на мелководные прибрежные условия с частыми устойчивыми восходящими течениями, а вмещающие осадки – на периодически неспокойный гидродинамический режим и колеблющиеся окислительно-восстановительные условия, особенно в поздней юре.

Микроскопические и электронно-микроскопические (СЭМ) исследования верхнемеловых (сеноманских и кампанских), фосфоритов из большого количества разрезов Воронежской антеклизы показали, что в подавляющем большинстве они представляют собой именно фосфатизированные микрофоссилии: радиолярии, диатомеи, кокколиты, фораминиферы, спикулы, микроскопические фрагменты скелетов губок с радиоляриями и фораминиферами в порах и биодетрит - обломки чешуи, зубов и костей рыб, рептилий, а также фрагменты фосфатизированной древесины, макрофауны [2]. Наиболее распространенными микрофоссилиями в сеноманских фосфоритах являются радиолярии, с различной степенью сохранности внутренней структуры, чаще всего полностью замещеные фосфатом, очень редко пиритизированные. В сеноманских фосфоритах в основном присутствуют дискоидные формы с губчатой стенкой Porodiscidae, а также сферические радиолярии спумеллярии семейств Praeconocaryommidae, Hagiastridae, , очень редко башенковидные насселярии семейств Williriedellidae, Amphipyndacidae, Artostrobiidae. Диатомеи, вероятно из-за меньших размеров и большей хрупкости, наблюдаются гораздо реже и обычно более плохой сохранности, чаще всего с механическими повреждениями (часто одна створка, либо ее фрагмент). В СЭМ видно, что фосфатизация панциря диатомей местами сопровождалась заметной их коррозией, вплоть до полного растворения, остались лишь отпечатки и выполнение пор, но иногда фосфатизированные панцири сохраняют мельчайшие детали структуры. Из-за плохой сохранности и невозможности выделения, определить таксономическую принадлежность большинства диатомей не удалось, были отмечены лишь *Thalassiosiropsis wittianus* и *Gladiopsis sp*. [2]. Фораминиферы обычно встречаются лишь в верхней части разреза, еще выше в массовом количестве появляются и кокколиты, различной степени замещения и сохранности. Наблюдается полная или частичная фосфатизация раковин, иногда и их поры обволакиваются массой

колломорфного фосфата и происходит выполнение полостей. Местами это сопровождается заметной коррозией раковин вплоть до полного растворения, остаются лишь их отпечатки или выполнение пор и ядра. Встречены многочисленные фораминиферы *Hedbergella delrioensis (Carsey)*, *Hedbergella planispira (Tappah), Heterohelix globulosa (Ehrenberg), Heterohelix sp., Praeglobotruncana sp., Buliminella? sp*.

В ряде образцов было отмечено присутствие микробиальных сообществ – нитчатых (*Fhormidium*, *Microcoleus*), коккоидных (*Synechococcus*) и водорослей. Состав фауны радиолярий и фораминифер свидетельствует о мелководности и нормальной солености, а вмещающие осадки – о периодически неспокойном гидродинамическом режиме и хорошей аэрации бассейна. Вероятно, формирование фосфоритов происходило в обоих случаях по схожему сценарию: скопления фауны быстро захоранивались в осадках, в них возникала локальная аноксия за счет деятельности бактерий, диффузионный подток фосфатов, достижение высоких концентраций вокруг захороненных организмов и осаждение аморфного вещества, в дальнейшем подвергавшегося раскристаллизации, размыву и сгружению в прослои желваков [7] (Рис. 1). Однако, разница окислительно-восстановительных условий, как в бассейне, так и в осадке приводила к разнице в степени сохранности и фосфатизации самих микрофоссилий в юре и мелу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Батурин Г.Н.* (2004). Фосфатонакопление в океане. М.: Наука. 464 с.

2. *Маленкина С.Ю.* (2005). Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // в: Аркадьев В.В., Прозоровский В.А. (ред.). Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сборник статей Второго Всероссийского совещания. СПб.: НИИЗК СПбГУ. С. 209-225.

3. *Малёнкина С.Ю.* (2008). Фосфатизированные микрофоссилии поздней юры Восточно-Европейской платформы // в Каныгин А.В., Сенников Н.В. (ред.). Новости палеонтологии и стратиграфии: Вып. 10-11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Новосибирск: Изд-во СО РАН. Т. 49. С. 242-246.

4. *Малёнкина С.Ю.* (2011). Осадочные процессы в юрских микробиальных сообществах Русской Плиты / в Шурыгин Б.Н.,. Лебедева Н.К., Горячева А.А. (ред.). Материалы науч. сессии: Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: в 2 т. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, Т. I. С. 157-162.

5. *Савенко В.С., Савенко А.В.* (2005). Физико-химический анализ процессов современного океанского фосфоритообразования. М.: ГЕОС. 155 с.

6. *Benitez-Nelson, C. R.* (2000). The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. Earth-Science Reviews. V. 51. P. 109–135.

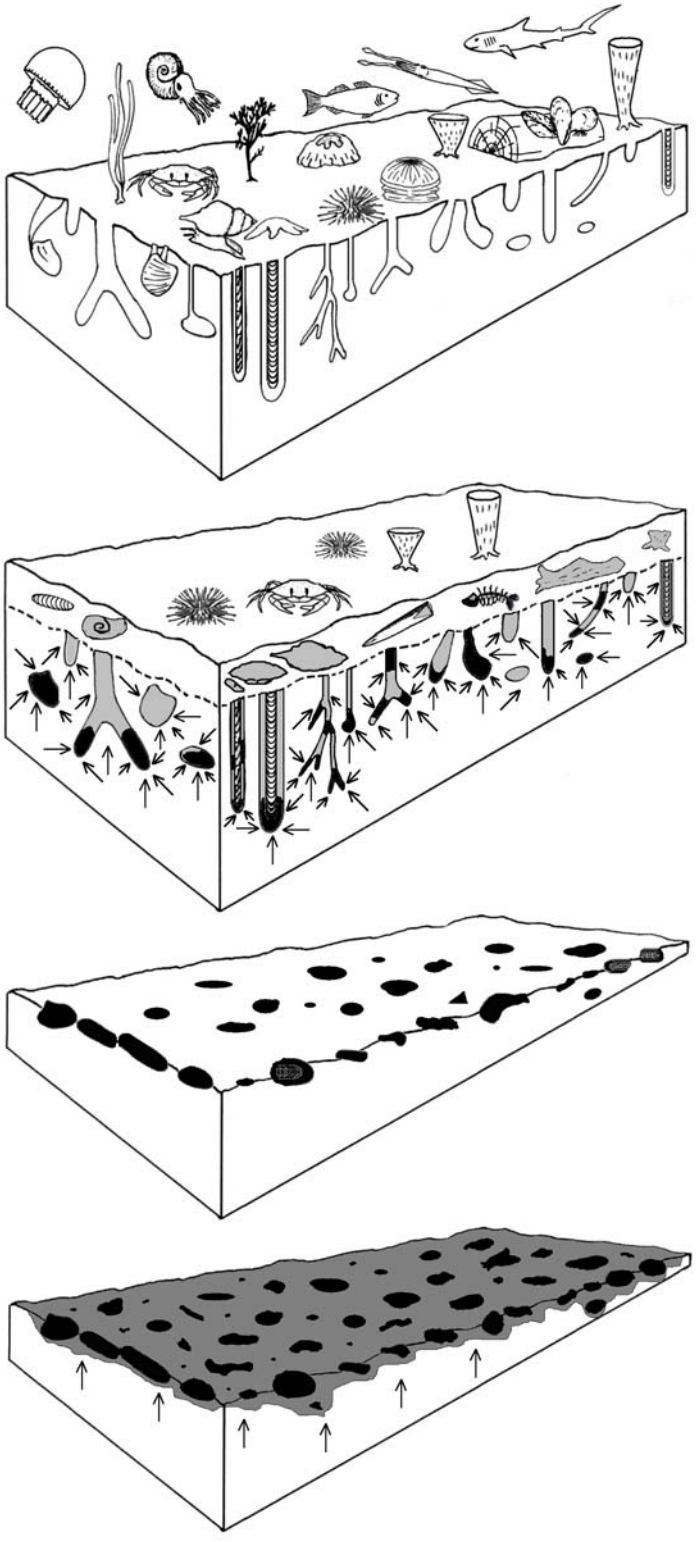
7. *Fųllmi, K.B.* (1996). The phosphorus cycle, phosphogenesis, and marine phosphate-rich deposits. Earth-Science Reviews. V. 40. P. 55-124.

8. *Latimer,J.C., Filippelli,G.M., Hendy,I. and Newkirk,D.R.* (2006). Opal-associated particulate phosphorus: Implications for the marine P cycle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70. P. 3843-3854.

9. *Rogers, J. and De Deckker, P.* (2007). Radiolaria as a reflection of environmental conditions in the eastern and southern sectors of the Indian Ocean: a new statistical approach. Marine Micropaleontology, 65. P. 137-162.

10. *Sannigrahi, P., & Ingall, E.* (2005). Polyphosphates as a source of enhanced P fluxes in marine sediments overlain by anoxic waters: Evidence from P-31 NMR. Geochemical Transactions, 6(3). P. 52-59.

11. *Schulz, H.N., Schulz H.D.* (2005). Large sulfur bacteria and the formation of phosphorite. Science, 307. P.416–418



А – жизнедеятельность разнообразных организмов

Б – фосфатизация различной органики и ходов (серое - осаждение аморфного фосфата в участках развития локальной аноксии, черное - фосфорит, стрелками показан диффузионный подток растворенных фосфатов)

В – вымывание получившихся стяжений фосфоритов и сгружение их в прослои (за счет изменения гидродинамического режима)

С – образование фосфоритовых плит (при сохранении спокойного гидродинамического режима)

Рис.1. *Модель процесса формирования фосфоритов*

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР В ПАЛЕОЛИМНОЛОГИИ

Фролова Л.А., Гафиатуллина Л.И.
Казанский (Приволжский) Федеральный университет (КФУ), Казань, e-mail: Larissa.Frolova@mail.ru

PROBLEMS AND PERSPECTIVES OF USING CLADOCERA (BRANCHIOPODA, CRUSTACEA) FROM LAKES SEDIMENTS IN PALAEOLIMNOLOGY

Frolova L.A., Gafiatullina L.I.
Kazan (Volga region) Federal University (KFU), Kazan, e-mail: Larissa.Frolova@mail.ru

Большинство современных Cladocera возникли в Юрском периоде около 150 млн. лет назад в период существования суперконтинента Пангеи [12]. Cladocera можно рассматривать как цельную таксономическую единицу ранга надотряда или подкласса в рамках класса Branchiopoda, а ее внутренние группировки в ранге отрядов Ctenopoda, Anomopoda, Onychopoda и Haplopoda, что отражает значительную степень дивергенции их представителей [2]. Наиболее ранние упоминания о находках остатков Cladocera в донных отложениях водоемов датируются концом XIX века [12]. Использование этой группы в качестве биоиндикаторов стало возможно не так давно, после того, как разрозненная информации по ней была приведена Д. Г. Фрайем в более систематизированный вид, что способствовало дальнейшему использованию Cladocera в палеоиндикации [6].

Определяющим фактором сохранности фоссилизированых остатков Cladocera в глубоководных осадках является химический состав частей тела. Внешне целостные хитиновые покровы планктонных ракообразных распадаются после смерти (или после процесса линьки) на разнообразные экзоскелетные части, такие как карапаксы, постабдомены, концевые коготки постабдомена, мандибулы и головные щиты, определение по которым возможно провести до различных таксономических рангов [14]. Систематика данной группы на сегодняшний день разработана не полностью, особенно на уровне видов, подвидов, морф. Не все таксоны Cladocera могут быть легко идентифицированы до необходимого в исследованиях таксономического ранга. Таким образом, экологическим интерпретациям палеоэкологических данных по Cladocera препятствует таксономическая неоднозначность некоторых таксономических единиц [8].

Сложности использования кладоцер в качестве как биоиндикаторов состоят еще и в том, что на сегодня нет единого, полного и общепризнанного «стандартного» руководства для их определения в палеоэкологии, который мог бы использоваться как отправная точка для идентификации фоссилизированных остатков Cladocera. Вместо этого каждый исследователь собирает по крупицам информацию по фоссилизированным отстаткам Cladocera из различных литературных источников, таких как научные статьи, отчеты о научно-исследовательской работе, фаунистические резюме и иллюстрированные определительные ключи.

Для палеолимнологических исследований наибольшую ценность представляют семейства *Chydoridae* (богатая видами группа бентосных Cladocera, преимущественно обитающих на дне или на макрофитах) и *Bosminidae* (планктонная группа), у которых хорошо сохраняются все скелетные компоненты [10]. Остатки их обычно сохраняются в большом количестве и, как правило, отражают количественные соотношения и продукцию отдельных видов в реальном зоопланктонном сообществе с некоторыми оговорками. Из 9-ти ныне существующих семейств Cladocera [2] представители не всех семейств сохраняются одинаково хорошо. К примеру, планктонные *Daphniidae* – ключевой компонент водной экосистемы, сохраняются не в полной мере, так как их

экзоскелет слишком хрупкий, чтобы противостоять процессу разложения под воздействием микроорганизмов и грибов. В донных отложениях фоссилизированные остатки Cladocera представлены частями панциря, хвостовыми иглами, постабдоменальными коготками, мандибулами и эфиппиями.

Кладоцеры населяют различные биотопы в озерах, преимущественно встречаясь на границе между пелагической и прибрежной зонами, среди камней, песка, растительности и на мягких грунтах в литоральной зоне. Изменение пропорций между фоссилизированными остатками планктонных и литоральных видов можно использовать как индикатор изменений соотношений между мелководной и пелагической зонами водоема. Увеличение площади литоральной зоны по отношению к пелагической будет отражаться в увеличении представленности литоральных Cladocera, вслед за увеличением площади предпочитаемых ими биотопов [12]. Но нужно осторожно интерпретировать соотношение представленности планктонных и литоральных видов кладоцера в донных отложениях, так как на это соотношение может влиять не только изменение площади водоема и его отдельных зон, но еще целый ряд дополнительных абиотических и биотических факторов.

Отдельные виды Cladocera проявляют предпочтения к определенному виду субстрата, на котором они обитают. Ветвистоусые ракообразные встречаются как в литоральной, так и в пелагической зонах водоема, в последней доминирующее положение занимают представители сем. *Daphniidae* и *Bosminidae*, тогда как на литорали доминируют представители сем. *Chydoridae* [9]. По предпочитаемым биотопам можно выделить фитофильные виды, такие как *Pleuroxus truncates, Syda crystallina,* пелагофильные, как *Bosmina*, бентофильные, как *Rhynchotalona, Monospilus, Chydorus gibbus* и др. [1]. Большинство видов хидорид населяют заросли, где их биомасса во много раз больше биомассы на незаросших прибрежных участках, но есть отдельные виды, предпочитающие незаросшие участки прибрежья (*Chydorus gibbis, Pleuroxus uncinatus, Disparalona rostrat*a) [3].

Кладоцеры весьма чувствительны к изменениям трофических условий в водоеме, поэтому они используются, чтобы изучить историю эвтрофикации озера, причинами которой могут быть как естестественные, так и антропогенные факторы [19]. Индикаторами олиго- и мезотрофных вод являются *Daphnia cristata, D. longiremus, Alonopsis, Limnosida, Holopedium, Bythotrephes* [17]. С повышением уровня трофности в водоеме отмечены не только снижение видового разнообразия, но и значительные изменения в соотношении видов ветвистоусых рачков. Уменьшение видового разнообразия касается, прежде всего, фитофильных видов семейства Chydoridae. С другой стороны с эвтрофикацией в биоценозах появляются или значительно увеличивают свою численность такие виды, как *Daphnia galeata, D. cuculata, Ceriodaphnia reticulata, Leptodora, Chydorus gibbus, Leydigia* [1].

В ряде палеолимнологических исследований отмечались изменения в составе сообществ кладоцера вслед за изменениями величины pH в водоеме. Изменение кислотно-щелочной реакции воды в сторону повышения кислотности в водоеме сопровождается изменениями структурно-функциональных взаимодействий в планктонном сообществе, выпадением из состава зоопланктона ацидочувствительных видов, снижением видового богатства, изменениями общих показателей биомассы и численности кладоцера. Снижение видового богатства прослежено в норвежских озерах, подверженных закислению, в которых исчезли ацидо-чувствительные планктонные организмы, такие как *Daphnia longispina, Bythotrephes longimanus, Leptodora kindtii* и *Bosmina longirostris* [12, 13].

Климатические переменные, в первую очередь температурные параметры, называется в числе наиболее значимых факторов, воздействующих на

количественные показатели — численность и биомассу зоопланктонных организмов [14], так и на состав и структуру кладоцерных сообществ зоотанатоценозов по результатам исследований в различных частях мира, включая Россию [5], финскую Лапландию [15], Канаду [16].

Несколько предыдущих исследований, так же как и наши данные подтверждают, что глубина водоема - это один из наиболее значимых абиотических факторов, влияющих на состав кладоцерных сообществ [4, 5, 7]. В частности, субфоссильные остатки кладоцер используются палеолимнологами для реконструкции изменений глубины озера [11]. Мелкие озера, как правило, меньше по размерам, однообразны по представленным биотопам и имеют более выраженную литоральную часть, по сравнению с пелагическими и профундальными частями [7]. В целом, по результатам наших исследования ряда термокарстовых озер Якутии было выявлено закономерное увеличение относительной численности литоральных видов в мелководных озерах, в то время как относительная численность пелагических возрастала с глубиной водоемов [5].

Целый ряд исследований свидетельствует о четкой корреляции между основными гидрохимическими показателями (ионный состав, pH, удельная электропроводность) и видовым составом Cladocera. Как правило, следует ожидать снижения разнообразия фауны при быстро меняющихся значениях этих параметров [12].

Таким образом, приведенные выше примеры демонстрируют ценность сообществ Cladocera зоотанатоценов как индикаторов воздействия различных абиотических и биотических факторов окружающей среды, влияющих на состояние озера, таких как климатические вариации, изменения трофического статуса, уровненного режима, ионного состава воды и др. Исследования сообществ ракообразных на основе фоссилизированных остатков донных отложений озер позволяют расширить область применения этой группы организмов в качестве биоиндикаторов, в частности для палеолимнологических и палеоэкологических реконструкций, для сравнения региональной лимнологии, с целью более полного освещения теоретических аспектов экологии сообществ и в биогеографии [4, 18].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мануйлова Е.Ф.* (1964). Ветвистоусые рачки (Cladocera) фауны СССР. М.-Л.: Изд-во Наука. 328 с.

2. *Смирнов Н.Н., Коровчинский Н.М., Котов А.А.* и др. (2007). Систематика Cladocera: современное состояние и перспективы развития // Ветвистоусые ракообразные: систематика и биология: матер. Всеросс. школы-конф., ИББВ им. И.Д. Папанина. Нижний Новгород: Вектор ТиС. С. 5-73.

3. *Смирнов Н.Н.* (1971). Chydoridae фауны мира. Фауна СССР. Ракообразные. Л.: Наука. Т.1. Вып. 2. 531 с.

4. *Фролова Л.А.* (2011). Ветвистоусые ракообразные (Cladocera LATREILLE, 1829, Branchiopoda, Crustacea) в палеоэкологических исследованиях // Методические подходы к использованию биологических индикаторов в палеоэкологии. Казань: Казан. ун-т. С. 52-87.

5. *Фролова Л.А.* (2009). Сообщества ветвистоусых ракообразных как биоиндикаторы в палеоклиматических исследованиях арктических озер // Современные проблемы эволюции. Ульяновск: УлГПУ. С. 416-426.

6. *Frey D.G.* (1958). The late-glacial cladoceran fauna of a small lake // Arch. Hydrobiol. V. 54. P. 209–275.

7. *Frey D.G.* (1988). Littoral and offshore communities of diatoms, cladocerans and dipterous larvae, and their interpretation in paleolimnology // J. Paleolimol. V. 1. P. 179–191.

8. *Frey D.G.* (1986). Cladocera analysis / Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology. Great Britain: Whiley & sons. P. 667-701.

9. *Hann B.J.* Cladocera. Methods in Quaternary Ecology // Geosci. Canada. 1989. V. 16 P. 17-26.

10. *Hofmann W.* (1987). Cladocera in space and time: analysis of lake sediments // Hydrobiologia. V.

145. P. 315-321.

11. *Korhola A., Tikkanen M., Weckstrцm J.* (2005). Quantification of Holocene lake-level changes in Finnish Lapland using a cladocera-lake depth transfer function // J. Paleolimnol. V. 34 P. 175-190.

12. *Korhola A., Rautio M.* (2001). Cladocera and other branchiopod crustaceans / Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 4. Zoological indicators. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. P. 125-165.

13. *Nilssen J.P., Sandoy S.* (1990). Recent lake acidification and cladoceran dynamics: surface sediment and core analyses from lakes in Norway, Scotland and Sweden / Palaeolimnology and lake acidification. London: The Royal Society. P. 73–83.

14. *Rautio M.* (2001). Zooplankton assemblages related to environmental characteristics in treeline ponds in Finnish Lapland // Arctic, Antarctic and Alpine Research. V. 33. P. 289–298.

15. *Sarmaja-Korjonen K., Nyman M., Kultti S., et al.* (2006). Palaeolimnological development of Lake Njargajavri, northern Finnish Lapland, in a changing Holocene climate and environment // J. Paleolimnol. V. 35. P. 65-81.

16. *Sweetman J. N., Rьhland K. M., Smol J.P.* (2010). Environmental and spatial factors influencing the distribution of cladocerans in lakes across the central Canadian Arctic treeline region // J. Limnol. V. 69. P. 1–12.

17. *Szeroczycska K.* (2002). Human impact on lakes recorded in the remains of Cladocera (Crustacea) // Quaternary International. V. 95/96. P. 165–174.

18. *Wetterich S., Schirrmeister L., Meyer H., et al.* **(**2008). Arctic freshwater ostracods from modern periglacial environment in the Lena River Delta (Siberian Arctic, Russia): geochemical applications for palaeoenvironmental reconstructions // J. Paleolimnol. V. 39. P. 427–449.

19. *Whiteside M. C.* (1970). Danish chydorid Cladocera: modern ecology and core studies // Ecological Monographs. V. 40. P. 79-118.

КОМПЛЕКСЫ ХИТИНОЗОЙ ОРДОВИКА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Якупов Р.Р.
Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), Уфа, e-mail: stpal@ufaras.ru

ORDOVICIAN CHITINOZOAN COMPLEXES OF SOUTH URALS

Yakupov R.R.
Institution of Russian Academy of Sciences Institute of geology of the Ufimian scientific centre (IRAS IG USC RAS), Ufa, e-mail: stpal@ufaras.ru

К настоящему моменту существуют проработанные биозональные шкалы по хитинозоям ордовика для Северной Гондваны [7], Лаврентии [3] и Балтоскандии [4,5]. Рабочей группой подкомиссии по хитинозоям “Comission Internationale de Microflore du Paleozoiqe” (C.I.M.P.) была проведена корреляция региональных биозональных шкал ордовика [8] между собой.

На Южном Урале выделены комплексы хитинозой [2], которые сравниваются с зональными подразделениями по хитинозоям для Балтоскандийской провинции [4] и Московской синеклизы [1]. Для каждого комплекса южноуральских хитинозой дано название по наиболее характерному виду: *Lagenochitina grossum, Cyathochitina regnelli, Belonechitina robusta, Belonechitina hirsuta* [2].

Комплексы хитинозой Южного Урала хорошо коррелируют с комплексами из Прибалтики. Комплексы *Cyathochitina regnelli* и *Belonechitina hirsuta* по видовому составу и стратиграфическому положению соответствуют одноименным зонам биозональной шкалы Балтоскандии. Комплекс *Lagenochitina grossum* сопоставляется с одноименной зоной Московской синеклизы [1]. Комплекс *Belonechitina robusta* выделен из дубоводольской свиты Курагано-Сакмарской зоны и находится на одном стратиграфическом уровне с граничным участкам зон Laufeldochitina striata и L. stentor Балтоскандийской провинции [4]. Ранее биозона *Belonechitina robusta* была выделена Парисом в региональной шкале Северной Гондваны [7]. Она отвечает верхней части карадока Центральной Португалии - формация Лоуредо [6] или верхней части “Pizzaras intermedias” синклинория Эррера-дель-Дуке провинции Толедо центральной Испании [7]. Биозона сопоставляется с Балтийской биозоной Spinachitina cervicornis, которая отвечает позднему идавере – раннему оанду Балтики, выше зоны Belonechitina hirsuta (Рис.1).

Совпадение названия комплекса *Belonechitina robusta* Южного Урала [2] и названия зоны биозональной шкалы Северной Гондваны [7] вызывает разночтения. Поэтому требуется новое название для данного комплекса хитинозой на Южном Урале. Предлагается вместо *Belonechitina robusta* ввести новое название этого комплекса по виду *Laufeldochitina stentor* (Eisenack, 1937). Данный вид также присутствует в комплексе хитинозой полученных из дубоводольской свиты и может определять название южноуральского комплекса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сенников Н.В., Обут О.Т. (2002). Тестирование зональной последовательности по хитинозоям на базе граптолитовых зон (ордовик, Горный Алтай и Московская синеклиза) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 5. Т. 43. С. 51-63. (Прил. к журн. «Геология и геофизика»).

2. Якупов Р.Р. (2009). Хитинозои ордовика западного склона Южного Урала // Новости палеонтологии и стратиграфии, Вып.12. Т. 50. С. 11–27. (Прил. к журн. «Геология и геофизика»).

3. Achab A. (1989). Ordovician chitinozoan zonation of Quebec and Western Newfoundland // Journal of Paleontology, 63. P. 14-24.

4. Nolvak J. (1999). Ordovician chitinozoan biozonation of Baltoscandia // Acta Universitatis Carolinae – Geologica, 43 (1/2). P. 287-290.

5. Nolvak J., Grahn Y. (1993). Ordovician chitinozoan zones from Baltoscandia // Review of Palaeobotany and Palynology, 79. P. 245-269.

6. Paris F. (1981). Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du sud-ouest de l'Europe (Cadre géologique – etude sistématique – biostratigraphie). Mémoire de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, 26. 496 p.

7. Paris F. (1990). The Ordovician chitinozoan biozones of the Nothern Gondwana Domain // Review of Palaeobotany and Palynology, 66. P. 181-209.

8. Paris F., Verniers J., Achab A. et al. (1999). Correlation of Ordovician regional chitinozoan biozonations // Acta Universitatis Carolinae – Geologica, 43 (1/2). P. 291-294.

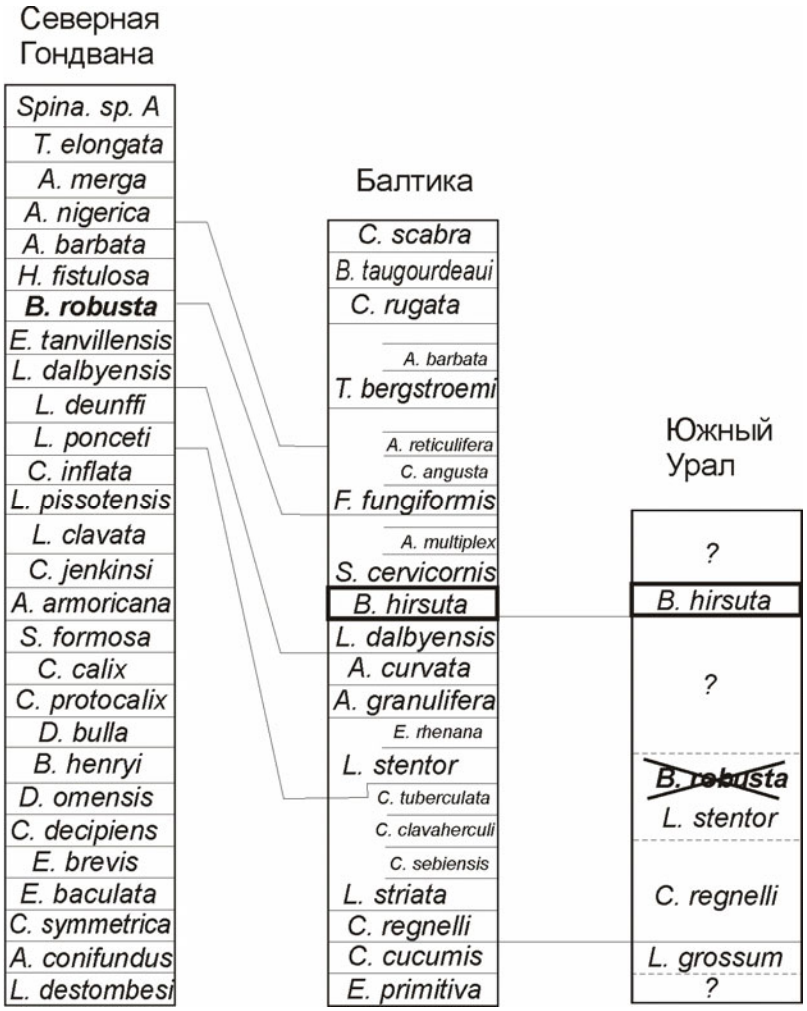


Рис. 1 Корреляция провинциальных биозон по хитинозоям (по [8] с дополнениями).

СОДЕРЖАНИЕ

Вишневская В.С. Предисловие**:** от XIV к XV Всероссийскому микропалеонтологическому совещанию…….. 3

Общие доклады.

Былинская М.Е., Головина Л.А. Реконструкция палеообстановок в проливе Фрама (Северная Атлантика) за последние 190 тыс. лет по известковому планктону... 4

Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону (Восточно-Европейская платформа)……... 8

Гладенков Ю.Б. Важнейшая роль микропалеонтологических данных в построении зональных стратиграфических схем (достижения и упущения) …….. 13

Матуль А.Г., Хусид Т.А., Чеховская М.П., Абельман А., Тидеман Р., Нюрнберг Д. Позднечетвертичные кислородные условия в промежуточной и придонной воде на западном склоне Камчатки, Охотское море...……... 16

Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Хафаева С.Н. Предарительные данные по биостратиграфии и биофациям волжско-валанжинского разреза на р. Оленек (Север Сибири)…… 19

Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х. Влияние крупных морфоструктур Южной Атлантики на седиментацию и образование комплексов микрофоссил…… 22

Хусид Т.А., Чеховская М.П., Смирнова М.А. Изменения природных условий в Беринговом море в период дегляциации (поздний плейстоцен-голоцен) по микропалеонтологическим данным ……..... 25

Секция Фораминиферы

Бенямовский В.Н. Инфразональная шкала среднего эоцена Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам: палеонтологический, филогенетический и палеогеографический аспекты …… 27

Бенямовский В.Н. События массового вымирания бентосных фораминифер и термального оптимума (PETM) в палеоцен-эоценовом пограничном интервале Северо-Восточного Перитетиса …….. 32

Бордунов С.И. Особенности распространения представителей семейства Islandiellidae в неогене Восточной Камчатки……. 37

Бровина Е.А. Зональные комплексы бентосных фораминифер верхнего баррема-нижнего апта Юго-Западного Крыма……. 41

Бугрова Э.М. Замечания о систематике и развитии группы роталоидных фораминифер……. 46

Быстрова В.В., Дмитриева Т.В. Коллекционный фонд Музея нефтяной геологии и палеонтологии ВНИГРИ – фундамент Российской микропалеонтологии…… 50

Вукс В.Я. Фораминиферовые шкалы юрских отложений Кавказа и Предкавказья…….. 54

Гнилко О.М., Гнилко С.Р. Мелкие фораминиферы палеоценовых отложений украинского сегмента Внешних (флишевых) Карпат ……... 59

Зайцева Е.Л. Позднедевонские фораминиферы восточного борта Мелекесской впадины…….. 64

Закревская Е.Ю. Хеликолепидиновые орбитоидные фораминиферы верхнего мела Ростовской области…….. 68

Иванова Е.Д. Комплексы бентосных фораминифер в заплесках японского цунами 2011г. на Южных Курильских островах……..... 72

Исаева Н.А., Черкашин В.И. Меловая биота и аноксические события Северного Кавказа (Дагестан) …… 75

Исакова Т.Н. Систематика рода *Aljutovella* Rauser, 1951 (Fusulinida) sensu lato…… 79

*Кодаш А.*С. Фораминиферы верхнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа…… 83

Копаевич Л.Ф. Позднемеловой этап в истории развития планктонных фораминифер…….. 85

Кулагина Е.И. Эволюция каменноугольных фораминифер надсемейства Archaediscoidea……..... 90

Левчук Л.К. Фораминиферовые комплексы келловей-верхнеюрских отложений Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири……... 93

Лукашина Н.П. Придонная циркуляция в районе плато Роколл в МИС4-МИС1……... 97

Маринов В.А. Ревизия вида *Cribrostomoides infracretaceous* (Mjatliuk), 1958……... …….. 101

Микадзе Х.Э. Распространение верхнемеловых планктонных фораминифер в Грузии……... 105

Михалевич В.И. О систематическом положении некоторых однорядных раковин фораминифер из состава прежних Rotaliina (по материалам советских антарктических экспедиций)……..... 109

Никитенко Б.Л., Глинских Л.А., Девятов В.П., Фурсенко Е.А. Фораминиферы и обстановки осадконакопления (биофации, седиментология и геохимия) в конце плинсбаха – тоаре на севере средней Сибири (бассейн р. Оленек)…….. 113

Ольшанецкий Д.М. Батиаль-абиссальная стратиграфическая шкала нижнего палеогена северной Пацифики по бентосным фораминиферам: супрезоны и биогоризонты, их эволюционное и экосистемное обоснование…… 117

Орлов-Лабковски О.Б. Корреляция разнотипных сообществ фораминифер в серпуховское и раннебашкирское время в Срединном Тянь-Шане…….. 122

Орлов-Лабковски О.Б., Бени Ф.Р. Некоторые поздние Fusulinellidae и ранние Triticitidae (Foraminifera) пограничных отложений московского и касимовского ярусов Карачатыра (Южный Тянь-Шань)……..... 125

Пинчук Т.Н. Изменения состава фораминифер Черного и Азовского морей в голоцене…… 129

Плетнев С.П., Мельников М.Е., Смирнова О.А., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д. Новые биостратиграфические данные по гайотам Магеллановых гор (Тихий океан)…. 132

Подобина В.М. Роды-двойники агглютинированных фораминифер и условия их обитания (на примере отряда Ataxophragmiida). …… 136

Подобина В.М., Татьянин Г.М. Преобладание примитивных фораминифер в палеоценозах на спаде трансгрессий в поздней юре, мелу и палеогене Западной Сибири…… 141

Пономарева Г.Ю. О находках *Eosigmoilina* (фораминиферы) в разрезах Среднего Урала…….. 146

Романова А.В. Изменчивость палеосообществ планктонных фораминифер Охотского моря в голоцене-позднем плейстоцене……. 150

Степанова Т.И. Распространение представителей рода *Vissarionovella* в нижнем карбоне восточного склона Урала…… 152

Ступин С.И. Стратиграфия палеоцен-нижнеэоценовых отложений Урминского плато (Центральный Дагестан) по планктонным фораминиферам ….. 156

Сухов Е.Е. Новые виды родов *Trochammina* и *Ammovertella* (Foraminifera)….. 161

Сухов Е.Е. Новый пермский род *Petschorica* и новые виды родов *Petschorica, Crespinitella, Earlandia, Trochammina* и *Ammovertella* (Foraminifera) Печорской провинции…….. 165

Тузяк Я.М. Вопросы современного состояния изучения раннемеловых фораминифер Равнинного Крыма…… 172

Устинова М.А. Фораминиферы из нижнего келловея Михайловского рудника (Курская область)……. 174

Филимонова Т.В. Мелкие фораминиферы нижней перми из разреза Рахдар, Центральный Иран……. 178

Ядренкин А.В. Триасовый этап эволюции спиральных нодозариид (Foraminifera)……. 182

Yanko V.V., Motnenko I. Reconstructions of Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black sea based on Foraminifera…… 186

Секция Конодонты

Алексеев А.С., Горева Н.В. Конодонты пограничного интервала московского и касимовского ярусов (карбон) на Южном Урале…… 189

Артюшкова О.В. Кондратенко В.Ф. Находки эмсских конодонтов *Amydrotaxis* Murphyi в Приуралье и на Южном Урале…….. 194

Барсков И.С., Назарова В.М. О жизненных формах конодонтов…….. 198

Бурий Г.И., Касаткина А.П. Современные представления об анатомии эуконодонтов…….. 203

Горева Н.В. Развитие рода *Idiognathodus* (конодонты) в позднем карбоне московского бассейна. …….. 206

Журавлев А.В. Компьютерная микрогамматомография конодонтовых элементов – предварительные результаты и перспективы..... 210

Матвеева М. А. Роль конодонтов в детализации стратиграфического расчленения палеозоя европейского Северо-Востока…… 213

Тарабукин В.П., Шульгина В.С. Первые находки визейских конодонтов в Селенняхском хребте..... 216

Секция Остракоды

Бондарь О.В. Некоторые виды остракод из мандриковских слоев верхнего эоцена Украины…….. 219

Бурындина Л.В., Бондарь Е.А. Комплекс остракод голоцена Черного и Азовского морей (Российский сектор)……. 223

Карпук М.С., Косоруков В.Л. Палеоэкология разреза Марьино (Ю-З Крым) по остракодам и литологическим данным……... 227

Коновалова В.А. К ревизии четвертичных Limnocytheridae Sars, 1925 (Ostracoda) Западной Сибири…… 231

Кухтинов Д.А., Воронкова Е.А. О составе и биостратиграфическом значении остракод из терминальных слоев перми Русской платформы…….. 236

Михайлова Е.Д. Позднесилурийские остракоды из лагунных отложений хребта Северный Нуратау (Южный Тянь-Шань)..... 240

Николаева И.А. Зональные комплексы палеогеновых остракод юга России их положение по отношению к современным границам ярусов палеогена……. 244

Савельева Ю.Н. Комплексы остракод берриасских отложений Горного Крыма…….. 248

Тесакова Е.М. Об остракодах рода *Palaeocytheridea* Mandelstam, 1947……... 252

Шорников Е.И. Виды остракод новые для фауны Черного и Азовского морей……... 257

Секция Радиолярии и спикулы губок

Афанасьева М.С., Амон Э.О. Кембрийский этап эволюции радиолярий и его особенности……..... 261

Афанасьева М.С., Амон Э.О. Симметрия в скелетах ставраксонных радиолярий……. 265

Брагин Н.Ю. Стратиграфическое распространение радиолярий рода *Glomeropyle* Aita et Bragin……. 269

Брагина Л.Г. Новые данные по сантонским радиоляриям разреза у села Струганик (Сербия)…… 271

Вишневская В.С. Позднемеловые радиолярии и спикулы кремневых губок: сходства и различия …….. 274

Вишневская В.С. Титон-берриасские, валанжинские и апт-раннеальбские радиолярии Восточно-Сахалинских гор…….. 277

Иванова Т.А. Представители Stylotriaeninae (Spongiospicula) из эоценовых отложений Среднего Приднепровья……... 282

Кругликова С.Б. Радиолярии из донных отложений и среда……..... 286

Палечек Т.Н. Характерные черты юрских бореальных ассоциаций радиолярий из некоторых разрезов Востока и Северо-Востока России…….. 289

Саркисова Э.В. Комплексы радиолярий из эоценовых отложений Ростовской области (Волго-Донский водораздел)…….. 291

Точилина С.В. О проблеме границ в неогеновой системе…..……. 295

Точилина С.В., Голл И.М. О положении Radiolaria в мегатаксономии …… 300

Секция Наннопланктон

Головина Л.А. К вопросу о стратиграфии средне-верхнемиоценовых отложений юга России по известковому наннопланктону……... 305

Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х., Свальнов В.Н. Биостратиграфия четвертичных осадков Ангольской и Капской котловин по микрофоссилиям…….. 309

Матвеев А.В. Стратиграфия нижнего мела Юго-Восточного Крыма по известковому наннопланктону……. 313

Овечкина М.Н. Зональные подразделения по наннопланктону для альба-маастрихта Новоузенской опорной скважины…… 317

Щербинина Е.А. Зональная стратиграфия красноцветных отложений нижнего палеогена Центрального Дагестана по наннопланктону…… 320

Щербинина Е.А., Логинов М.А. Наннопланктон и стратиграфия нижнемеловых отложений Юго-Западного Крыма…… 324

Секция Водоросли

Авраменко А.С., Черепанова М.В., Ложкин А.В., Андерсон П.М., Минюк П.С. Новые данные по диатомеям об изменениях природной среды Северного Приохотья за последние 70 тыс. лет……. 328

Анциферова Г.А. Диатомовый анализ в палеолимнологии и геохронологии плейстоцена…… 332

Анциферова Г.А. Палеоэкологические построения и биоиндикация современных пресных вод по сообществам низших водорослей……. 336

Гладенков А.Ю. Диатомовая флора позднего миоцена из разреза скважины Центральная-1 (Берингово море)……..…… 340

Демидова С.В., Хурсевич Г.К. Стратиграфия и условия формирования александрийских (лихвинских) отложений в разрезе Новые Беличи (Беларусь) по данным диатомового анализа…… 344

Дубровина Ю.Ф., Усольцева М.В. Виды рода *Tetracyclus* Rales в миоценовых отложениях Витимского плоскогорья (Забайкалье) и оз. Ханка (Приморье)…….. 348

Дубровина Ю.Ф., Усольцева М.В. Виды рода *Tetracyclus* Rales в миоценовых отложениях Витимского плоскогорья (Забайкалье) и оз. Ханка (Приморье)…….. 348

Иванова Р.М. Известковые водоросли карбона Урала……..... 350

Лихачева О.Ю., Пушкарь В.С. Зональная диатомовая шкала неогена Приморья (юг Дальнего Востока)……..... 352

Орешкина Т.В. Признаки климатического оптимума раннего эоцена (EECO) в биокремнистых отложениях Западной Сибири и сопредельных районов…… 355

Палагушкина О.В., Назарова Л.Б., Ширрмайстер Л., Веттерих С. Диатомовые мерзлотных отложений Берингии…….. 359

Пушкарь В.С. Основные проблемы диатомового анализа и возможные пути их решения…….. 362

Радионова Э.П. Значение диатомей для стратиграфии миоценовых отложений Причерноморья……... 366

Смирнова М.А. Диатомеи в верхнечетвертичных отложениях северо-западной части Тихого океана…….. 370

Фирсова А.Д., Томберг И.В. Стоматоцисты хризофитовых водорослей при смешении пресных и соленых вод……... 373

Черепанова М.В. Изменения морфологии створок *Cyclotella ocellata*-комплекса в осадках оз. Эльгыгытгын (Чукотка)……... 374

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Колька В.В., Корсакова О.П. Диатомовые и палинокомплексы голоценовых отложений малых озер Прибеломорской низменности (Республика Карелия)……. 378

Элбакидзе Е.А. Палеогеографические условия осадконакопления в голоценовой лагуне залива Восток (Японское море)……. 382

Секция Палиноморфы

Андерсон П.М., Ложкин А.В. Непрерывные пыльцевые летописи в осадках озер Курильского архипелага……... 386

Белянин П.С. Реконструкция палеорастительности среднего и позднего голоцена бассейна р. Бикин (по палинологическим данным)……... 389

Белянина Н.И. Реконструкция палеорастительности залива Посьет в условиях похолодания климата голоцена (по данным палинологического анализа)……. 392

Березина Н.А., Демидова А.Н., Богатырев Л.Г., Петраш З.Н. Лишайники как объект изучения поверхностных спорово-пыльцевых спектров (на примере сосняков лишайниковых Владимирской области)…….. 394

Данилова А.В. Результаты палинологического изучения нижне-среднепермских отложений северо-западной части Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции…… 398

Евстигнеева Т.А. Растительность побережья Восточно-Корейского залива в голоцене (по палинологическим данным)……... 401

Кочубей О.В. Диагностика экологической дестабилизации окружающей

среды на основе изучения морфологических особенностей субрецентной пыльцы... 404

Леунова В.М., Березина Н.А., Мещеряков М.А. Исследование поверхностных спорово-пыльцевых спектров – важнейшая палеофитоценологическая проблема…. 408

Ложкин А.В., Андерсон П.М. Палинологическая характеристика осадков озера Эльгыгытгын (Полярная Чукотка), синхронных 31 изотопно-кислородной стадии…….. 411

Лящевская М.С., Гребенникова Т.А. Новые данные по проявлению теплых фаз голоцена на о.Итуруп (Южные Курилы)…….. 414

Манцурова В.Н. Новые виды спор из нижнефаменских отложений Волгоградского Поволжья …… 418

Мещерякова Е.Ю. Палинологическая характеристика отложений, вскрытых одной из новых скважин, пробуренных в Тигильском районе Западной Камчатки... 423

Минина О.Р. Средний палеозой Западного Забайкалья: стратиграфия, миоспоры и конодонты …… 427

Найдина О.Д. Послеледниковые растительность и климат региона моря Лаптевых по морским пыльцевым данным. ……... 431

Нарышкина Н.Н. Пыльца рода *Quercus* L. из голоценовых отложений южной части Японского моря……..…. 434

Новенко Е.Ю., Волкова Е.М. Реконструкция растительности в голоцене на севере Среднерусской возвышенности (новые данные палеоботанического изучения болота «Клюква», Тульская область)…….. 438

Полевова С.В. Результаты ацетолиза пыльников *Nicotiana tabacum* на разных стадиях формирования спородермы……... 441

Раскатова М.Г. Микроспоры из дисперсных репродуктивных органов высших растений (средний и верхний девон Латвии)…… 445

Рылова Т.Б., Савченко И.Е. О древнейших межледниковых интервалах в гляциоплейстоцене Беларуси…… 449

Рябогина Н.Е., Агафонов А.Г., Семочкина Т.Г. Изучение четвертичных отложений Полярного Урала: особенности палинофлоры холодной фазы и состав переотложенных форм в долине р. Юньяха…… 451

Сафарова С.А. Особенности интерпретации спорово-пыльцевых комплексов в районах с наложением вертикальной поясности и широтной зональности растительного покрова…… 456

Смокотина И.В. Расчленение меловых отложений на основе палинологических данных (скважины Ячиндинская-1, Северо-Туколандская-1, Усть-Енисейский район)…… 459

Щемелинина А.А. Палинокомплексы валанжинских и готерив-барремских отложений центральной части КМА в опорном разрезе скв.12…… 463

Шумиловских Л.С. История растительности Северной Анатолии и гидрология Чёрного моря в Голоцене и Микулино…… 466

Секция Проблематические остатки и другие группы фауны

Анисимов А.Ю., Анисимова С.А. Роль микробиальных сообществ в образовании микроструктур рифейских строматолитов Присаянья..... 468

Астафьева М.М. Жизнь в вулканических стеклах: древняя и овременная….. 472

Воробьева Н.Г., Сергеев В.Н. Зональная стратиграфия нижнего венда по микрофоссилиям……..... 476

Голубкова Е. Ю. Микрофоссилии эдиакарского комплекса акантоморфной палинофлоры Восточной Сибири……..... 480

Горожанина Е. Н. , Чибрикова Е.В., Олли В.А., Якупов Р. Р., Горожанин В.М. Акритархи, хитинозои и сколекодонты в ордовикских отложениях юго-востока Русской платформы……. 484

Канева Н.А. Типы кальцисфер в фаменских сферо-узорчатых известняках (скв. 50 Восточно-Колвинская, Хорейверская впадина)…… 484

Литвинова Т.В. Биогенные ультрамикроструктуры строматолитов Карелии……... 492

Литвинова Т.В. Онколиты железо-марганцевого горизонта Малого Каратау…… 496

Маленкина С.Ю. Роль фосфора в консервации микрофоссилий…… 500

Фролова Л.А., Гафиатуллина Л.И. Проблемы и перспективы использования Cladocera (Branchiopoda, Crustacea) донных отложений озер в палеолимнологии……... 505

Якупов Р.Р. Комплексы хитинозой ордовика на Южном Урале…… 509

Содержание…… 511

СОВРЕМЕННАЯ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЯ

XV ВСЕРОССИЙСКОЕ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

Редколлегия:
Акад. Федонкин М.А., д.г.-м.н. Алексеев А.С., д.г.-м.н. Вишневская В.С.,
д.г.-м.н. Попков В.И., к.г.-м.н. Горева Н.В., к.г.-м.н Орешкина Т.В.,
к.г.-м.н Тесакова Е.М., к.г.-м.н Филимонова Т.В., к.г.-м.н Щербинина Е.А.

Отв. редакторы:
Вишневская В.С., Горева Н.В., Филимонова Т.В.

Рецензенты: Копаевич Л.Ф. (МГУ), Орлова О.А. (МГУ), Сергеев В.Н. (ГИН РАН).

Подписано в печать 01.08.2012. Формат $60\times84^{1}/_{8}$.
Печать цифровая. Гарнитура «Таймс».
Уч.-изд. л. 35,5. Усл. печ. л. 32,6 . Тираж 150 экз. Заказ №1195

Отпечатано в Издательско-полиграфическом центре
Кубанского государственного университета.
350040, г. Краснодар, ул. Ставропольская, 149.