

Геологическое строение четвертичных отложений правобережья р. Большой Оби (север Западной Сибири)

Охарактеризованы основные этапы формирования четвертичных отложений правобережья р. Большой Оби. Впервые для района в стратотипическом разрезе выделен питлярский аллювий, сопоставленный с МИС-7 (II3), и показано его широкое распространение в виде отторженцев внутри хашгортского гляциокомплекса. Приведены опорные разрезы, иллюстрирующие тот факт, что аллювиальные пески района формировались на близком гипсометрическом уровне в результате боковой эрозии и прислоняющейся аккумуляции. Зафиксированы интенсивные изменения по высоте нижнего контакта флювиогляциальных образований, формировавшихся на этапах спуска подпрудных озёр оледенений: тазовского (II4), сопоставляемого с МИС-6, и раннезырянского (III2), сопоставляемого с МИС-5b, d. Именно эти два вреза, интенсивно расчленивших обширные территории на стадиях дегляциации, привели к формированию сложной картины геологического строения четвертичной толщи района. Построена схема взаимоотношений четвертичных отложений для правобережья р. Большой Оби.

Ключевые слова: квартал, стратиграфия, люминесцентное датирование, север Сибири.

ЗОЛЬНИКОВ ИВАН ДМИТРИЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник^{1,3}, zol@igm.nsc.ru

АНОЙКИН АНТОН АЛЕКСАНДРОВИЧ, доктор исторических наук, старший научный сотрудник², anui1@yandex.ru

ФИЛАТОВ ЕГОР АЛЕКСЕЕВИЧ, инженер¹, egorphylatov@gmail.com

ЛЕВИЦКАЯ ПОЛИНА СЕРГЕЕВНА, лаборант^{1,3}, p.levitskaya@g.nsu.ru

ЧУПИНА ДАРЬЯ АНАТОЛЬЕВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник^{1,3}, chupina_da@igm.nsc.ru

ГЛУШКОВА НАДЕЖДА ВЛАДИМИРОВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник^{1,3}, hope@igm.nsc.ru

БОРДЮГОВА ЕКАТЕРИНА АНДРЕЕВНА, лаборант^{1,3}, e.bordyugova@g.nsu.ru

¹ Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

² Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск

³ Новосибирский государственный университет (НГУ), г. Новосибирск

Geological structure of quaternary deposits of the right-hand bank of the Big Ob river (north of Western Siberia)

I. D. ZOLNIKOV^{1,3}, A. A. ANOIKIN², E. A. FILATOV¹, P. S. LEVITSKAYA^{1,3}, CHUPINA D. A.^{1,3}, GLUSHKOVA N. V.^{1,3}, E. A. BORDYUGOVA^{1,3}

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk

² Institute of Archaeology and Ethnography Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk

³ Novosibirsk state university, Novosibirsk

The main stages of the formation of the quaternary deposits at the right-hand bank of the Big Ob are characterized. For the first time, the Pit'ar alluvium comparable with MIS-7 (II3) was separated into a stratotype. The Pit'ar alluvium is widely distributed as megaclastes in the Khashgort glaciocomplex. Based on the reference sections, it was demonstrated that the local alluvial sands were deposited at a similar hypsometric level as a result of lateral erosion and accumulation. We recorded intensive changes in height of the lower contacts of fluvioglacial deposits formed at the stages of the descent of the sub-glacial lakes namely at the Tazovsky stage (II4), matched to MIS-6, and the Early Zyryanovsk stage (III2), matched to MIS-5b, d. These two events intensively dissected vast territories at the deglaciation stages that led to the formation of a complex picture of the geological structure of the local quaternary strata. A scheme of relationships of quaternary sediments for the right-hand bank of the Big Ob is constructed.

Key words: quarter, stratigraphy, luminescent dating, north of Siberia.

Согласно официально утверждённой стратиграфической схеме (Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, 2000), на территории Западной Сибири в состав верхнего неоплейстоцена входят четыре горизонта палеоклиматического обоснования: казанцевский межледниковый (130–100 тыс. лет назад), ермаковский (раннезырянский) ледниковый (100–50 тыс. лет назад), каргинский межледниковый (50–25 тыс. лет назад), сартанский (позднезырянский) ледниковый (25–11 тыс. лет назад). Данная последовательность на протяжении полувек считалась эталонной событийно-палеоклиматической шкалой для территории Сибири и служила основой внутрорегиональных корреляций. Долина р. Оби с юга на север пересекает четыре палеогеографических зоны (границы даны условно – ориентировочно по населённым пунктам): внеледниковая (Верхнее Приобье – от Бийска до Томска), перигляциальная (Субширотное Приобье – от Томска до Ханты-Мансийска), ледниковая (Нижнее Приобье – от Ханты-Мансийска до Салехарда и севернее) и морских трансгрессий (Нижнее Приобье – побережье Обской губы севернее Салехарда). Для каждой из них характерны свои наборы генетических типов отложений, отражающие местные особенности морфолитогенеза. Соответственно, для разных районов каждой из этих зон разрабатываются местные стратиграфические схемы, учитывающие конкретную палеогеографическую специфику.

Интересующий нас район охватывает участок палеогляциозоны вдоль правобережья р. Большой Оби от устья р. Казым до слияния рек Большой и Малой Оби (рис. 1). Для низовьев р. Оби региональная стратиграфическая схема была детализирована в конце XX в. С. А. Архиповым [1], который выделил внутри каргинского горизонта три подгоризонта: нижнекаргинский, представленный харсоимским маринием и золотомысским аллювием, верхнекаргинский, представленный аллювием и палеопочвами, а также разделяющий их среднекаргинский возрастом 33–30 тыс. лет, представленный лохподгортской мореной и казыммысским лимногляциалом. Для ермаковского горизонта С. А. Архиповым было так же предложено трёхчленное деление на нижнюю кормужихантскую морену, верхнюю хашгортскую морену и разделяющие их богдашкинские слои возрастом 80–65 тыс. лет. Непосредственно на правобережье р. Большой Оби, согласно [2], геологический разрез начинается с хашгортской морены, надстраивается золотомысским аллювием, который в свою очередь перекрывается казыммысским лимногляциалом. В эти отложения врезаны низкие надпойменные террасы и пойма, а на водоразделе аллювиальная толща замещается лёссовидным субаэральным покровом.



Рис. 1. Район исследований:

1 – район исследований; 2 – опорные разрезы и их номера

Впоследствии при реализации международных проектов PECHORA и QUEEN было получено большое количество новейших радиоуглеродных (AMS) и оптико-люминесцентных (OSL) дат [5, 13 и др.], с учётом которых устоявшиеся стратиграфические построения, основанные на обычном радиоуглеродном анализе, нередко дававшим на севере омоложенные за счёт примеси современной мелкой органики «условно-конечные» даты, были подвергнуты кардинальной ревизии. Возраст морских каргинских отложений оказался соответствующим первому межледниковью верхнего неоплейстоцена (около 130–120 тыс. лет), а возраст казанцевских морских отложений оказался среднеплейстоценовым (около 240–190 тыс. лет). Для хашгортского гляциокомплекса определён среднечетвертичный возраст (ориентировочно в хронологическом интервале 130–180 тыс. лет).

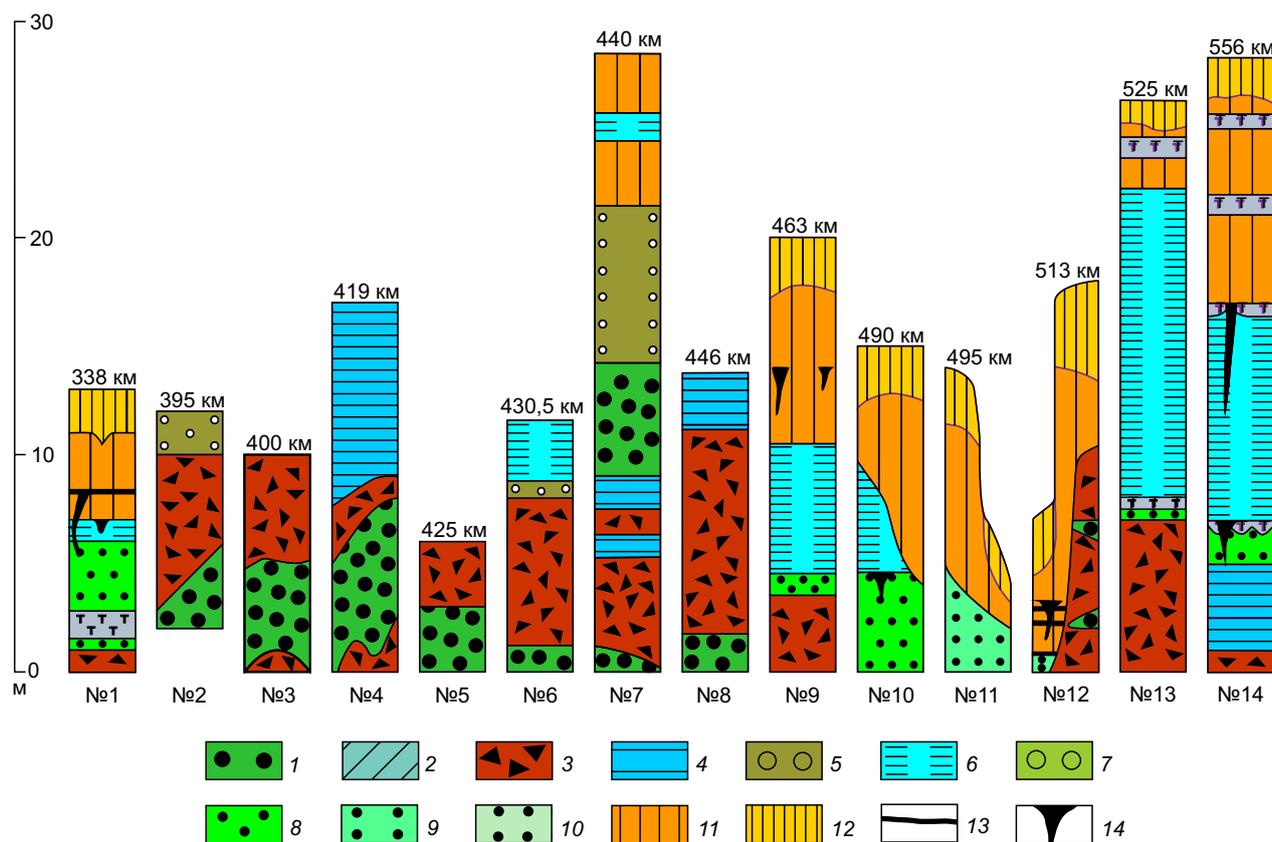


Рис. 2. Опорные разрезы правобережья р. Большой Оби:

1 – питлярский аллювий; 2 – ледник; 3 – хашгортская морена; 4 – хашгортский лимногляциал; 5 – хашгортский флювиогляциал; 6 – казыммысский лимногляциал; 7 – казыммысский флювиогляциал; аллювий: 8 – золотомысский, 9 – кушеватский, 10 – I НПТ; 11 – лопхаринский субаэральный покров; 12 – субаэральный покров LGM; 13 – палеопочвы; 14 – криогенные клинья; сверху колонок указано на каком расстоянии от устья р. Оби находится береговое обнажение

В верхнем неоплейстоцене установлены следы только одного раннезырянского (ермаковского) оледенения (возможно двухстадийного) в хронологическом интервале 100–60 тыс. лет, и выявлено отсутствие в интервале 25–11 тыс. лет сартанского покровного ледника, а также сопряжённого с ним мансийского подпрудного озёра. В результате региональная шкала потеряла стратотипы для первой, третьей и четвёртой ступеней верхнего неоплейстоцена. Кроме того, выделение ряда местных стратиграфических подразделений для Нижнего Приобья было признано необоснованным.

Согласно новым представлениям, южная граница раннезырянского верхнечетвертичного оледенения проходила севернее Салехарда по Сопкейским грядам. В районе р. Большой Оби свидетельствами этого оледенения являются параллельно-слоистые осадки раннезырянского ледниково-подпрудного бассейна,

который затоплял Обскую долину до отметок 60 м над уровнем мирового океана. Геологическим телом, соответствующим этому событию, являются казыммысские озёрно-подпрудные слои, выделенные С. А. Архиповым [2] (см. рисунки 1 и 2, разрез № 14). Стратиграфический аналог золотомысского аллювия (см. рисунки 1 и 2, разрез № 13) – шурышкарский торфяник на левобережье Оби (см. рисунки 1 и 2, разрез № 1) датирован возрастом 133 ± 14 и $141,1 \pm 11,7$ тыс. лет, по измерениям соотношения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ двумя способами; в свою очередь с шурышкарским торфяником скоррелированы аллювиальные отложения р. Оби у р. Пичугуй-Яха (находится севернее нашего района исследований) с OSL датами в интервале 138–125 тыс. лет [4].

Казалось бы, стратиграфическая ситуация существенно прояснилась за счёт введения в научный обиход большого массива новых геохронометрических

данных, что позволило упразднить несколько чрезмерно дробных местных стратиграфических подразделений, оказавшихся невалидными и не отражавшими реальные палеоклиматические события (в частности: харсоимский, лохподгортский, кормужихантский подгоризонты), и, кроме того, удалось существенно откорректировать хронологический диапазон для тех местных стратиграфических таксонов, которые соответствуют реально прослеживаемым геологическим телам (в частности, хашгортская морена, золотомысский аллювий, казыммысский лимногляциал). Однако, проблема расчленения и корреляции геологических разрезов четвертичных отложений для района р. Большой Оби остаётся непросто из-за слабопредсказуемого поведения геологических границ в пределах береговых обрывов вдоль сниженных приречных поверхностей (высотой 10–30 м над бровкой бечевника), не соответствующего парадигме послойно субгоризонтального напластования [7], что, впрочем, не является чем-то неожиданным для палеогляциозоны. Так, кровля хашгортской морены и сопряжённых с ней ленточных глин может как уходить под урез воды Оби, так и воздыматься в береговых обнажениях на 30 м и выше над бровкой бечевника. Здесь и далее под бечевником понимается пологая поверхность прирусловой отмели, получившая своё название из-за бечевы, посредством которой в XIX в. по отлогому берегу тянули баржи бурлаки. Казыммысские лимногляциальные отложения могут как превышать по мощности десятки метров, так и выклиниваться из разреза. Что же касается разновозрастных генераций верхне-четвертичных аллювиальных песков, фактически не различимых по структурно-текстурным особенностям, то они формировались примерно на одном гипсометрическом уровне по принципу последовательного латерального размыва и прислонения, что делает затруднительным их распознавание друг от друга. Геоморфологический критерий в данном районе не эффективен для стратогенетической диагностики четвертичных отложений. Соответственно, под выдержанной субгоризонтальной дневной поверхностью геологический разрез может принципиально меняться через несколько десятков метров вдоль берега. В связи с вышеизложенным важное значение приобретает выявление событийной этапности в истории формирования четвертичных отложений и палеорельефа для построения местной стратиграфической схемы не только в виде стратиграфической колонки, но и в виде схемы взаимоотношений четвертичных отложений. Решению именно этой задачи посвящено данное исследование, выполненное при финансовой поддержке проекта РНФ 22–17–00140.

Этапность формирования, проявленная в опорных разрезах района. Самыми древними четвертичными образованиями правобережья р. Большой Оби являются отторженцы среднечетвертичных аллювиальных песков в хашгортской морене, наиболее представительный разрез которых находится на 395 км от устья р. Оби в 5 км выше по течению р. Большой Оби от пос. Питляр и в 3 км ниже по её течению от р. Питляр (см. рисунки 1 и 2, разрез № 2). Здесь на протяжении более 100 м зафиксирована дугообразная полоса песков до 4–5 м толщиной, подстилаемая (видимая мощность около 1 м над бровкой бечевника) и перекрываемая (видимая мощность до 10 м) диамиктоном хашгортской морены. Над кровлей морены залегают косослоистые хорошо промытые среднезернистые флювиогляциальные пески видимой мощностью 2 м. Возраст песчаного мегакласта определяется по его геологическому положению внутри хашгортской морены. В аналогичной геологической позиции над бровкой бечевника внутри хашгортской основной морены светло-серые пески с косой слоистостью аллювиального типа и сопряжённые с ними палевые алевропески фиксируются в ряде обнажений вдоль правобережья р. Большой Оби [2, 7], в частности на 400, 419, 425, 430,5, 440, 446 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрезы № 3–8). Около посёлков Казым-мыс на 552 км и Хашгорт на 440 км внутри этих песков из линз с глиняными окатышами гравийной размерности были получены представительные сборы терриофауны возрастом, определённым в хронологическом диапазоне 300–200 тыс. лет [6].

В значительном количестве обнажений характерными чертами вышеописанных отложений являются их повышенная плотность, а также наличие гляциодинамических деформаций как дизъюнктивного, так и пликативного характера. По местоположению стратотипического разреза между пос. Питляр и р. Питляр эти аллювиальные пески предлагается именовать питлярскими. По стратиграфической позиции они соответствуют третьей ступени среднего неоплейстоцена и могут быть скоррелированы с океанической стадией МИС-7. Ближайшим стратиграфическим аналогом является торфяник, средний возраст которого около 200 тыс. лет (181–236 тыс. лет) из обнажения на р. Сейда в Воркутинской тундре [3]. Очевидно, что питлярские пески являются отторженцами разного размера, перемещёнными на разные расстояния от своего первоначального залегания. Мелкие песчаные включения составляют несколько сантиметров в поперечнике, наклонные чешуи – несколько метров длиной, мегакласты, достигающие сотен метров по протяжённости, являются достаточно типичными для хашгортской морены как на правом борту долины р. Нижней Оби (реки Горная и Большая

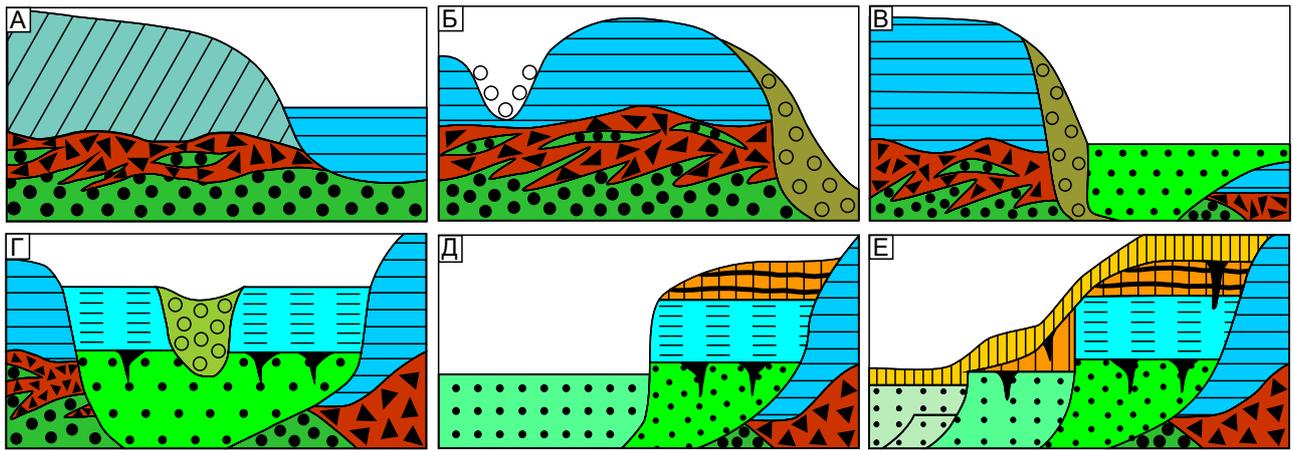


Рис. 3. Этапы формирования четвертичных отложений района:

см. условн. обозн. к рис. 2

Обь), так и на левом её борту (долина р. Сыня, Войкарский и Шурышкарский соры, р. Малая Обь). Тем не менее, несмотря на то, что питлярские пески представляют собой многочисленные аллохтонные геологические тела, заключённые в хашгортском диамиктоне, аккумуляцию питлярской толщи, предшествовавшую хашгортскому оледенению, можно считать первым этапом формирования четвертичной седиментационной последовательности отложений, вскрываемых в береговых обнажениях изучаемого района (рис. 3, А), а стратиграфическое положение самих питлярских песков представляется вполне определённым.

Завершает средний неоплейстоцен на правобережье р. Большой Оби хашгортский гляциокомплекс, традиционно сопоставляемый с тазовским ледниковым горизонтом Сибирской региональной шкалы и с океанической стадией МИС-6 (около 180–130 тыс. лет назад). Он представлен моренными диамиктонами, лимногляциальными ленточными глинами и флювиогляциальными песками [2, 7]. При этом наиболее часто встречаются в береговых обрывах монолитная и чешуйчатая фации основной морены. Опесчанная абляционная морена, приуроченная к кровле основной морены, обычно не превышает по мощности один метр и встречается гораздо реже, поскольку, как правило, уничтожается постгляциальной денудацией [2]. Интересен тот факт, что ленточные глины хашгортского гляциокомплекса залегают не только на кровле морены, но и под её подошвой, а также присутствуют внутри хашгортского диамиктона в виде отторженцев. Это обусловлено тем, что

параллельно-слоистые озёрные осадки формировались в подпрудном бассейне перед фронтом наступавшего с севера ледника (см. рис. 3, А), в результате чего со временем оказывались на ледниковом ложе и вовлекались по гляциошарьяжам в гляциодислоцированную мореносодержащую толщу приподшенной части движущегося ледника. На стадии дегляциации ленточные глины подпрудного бассейна, затапливающего участки, с которых ледник отступил, формировались поверх морен (см. рис. 3, Б).

В завершающий этап дегляциации происходил спуск вод подпрудного бассейна на север по каналам прорыва, которые рассекали ледниковый покров и закладывали современную гидросеть. При этом на обширной площади формировались многочисленные разновеликие флювиогляциальные эрозионные врезы в кровле хашгортских диамиктонов и ленточных глин (см. рис. 3, В), ориентированные с водораздельных территорий в сторону долины р. Оби. На пойменном расширении р. Оби погребённые палеодолины глубиной до 300 м (врезанные в третичные и даже в мезозойские отложения), которые ориентированы уже субмеридионально, вскрыты буровыми скважинами [8]. Достижение флювиогляциальными врезами таких больших глубин обусловлено низким уровнем мирового океана при деградации оледенений и большими скоростями флювиогляциальных потоков. Врезы могут быть как заполнены песками (см. рисунки 1 и 2, разрезы № 2), участками с гравийногалечниками в подошве, так и не выстилаться флювиогляциальными отложениями, но выполняться более молодыми озёрно-болотными, овражно-балочными

и другими межледниковыми отложениями. Таким образом, кровля хашгортского гляциокомплекса не приурочена к единому гипсометрическому уровню, выдержанному по горизонтали, но представляет собой неровную палеоповерхность, интенсивно изрезанную многочисленными разноразмерными ложбинами флювиогляциального стока [7].

Началу верхнего неоплейстоцена соответствует глубокое потепление, наиболее достоверным свидетельством которого в рассматриваемом районе является торфяник на левом берегу Шурышкарского сора в двух километрах от его впадения в р. Малую Обь на 388 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрез № 1). Здесь в полутора метрах над бровкой бечевника залегает торф метровой толщины, сформировавшийся в старично-болотной обстановке при климате теплее современного [2, 9]. В соседних обнажениях вскрыты ленточные глины, подстилающие хашгортские диамиктоны [2]. Уран-ториевые даты, обсуждавшиеся выше, свидетельствуют о том, что шурышкарский торфяник является стратиграфическим маркером, который фиксирует начало первого межледниковья позднего неоплейстоцена, проявленного в изучаемом районе аккумуляцией аллювия (см. рис. 3, В). Стратотип золотомысского аллювия описан С. А. Архиповым на 525 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрез № 13) на правом берегу р. Большой Оби у Золотого мыса. Палеоботаническая характеристика этих отложений свидетельствует об их формировании в более тёплом климате, чем современный [2, 9], а возраст по современным радиоуглеродным данным древнее 45 тыс. лет. Учитывая геохронометрические и палинологические данные, следует считать разрезы Золотого мыса и Шурышкарского сора парастратотипами, характеризующими отложения первой ступени верхнего неоплейстоцена (130–100 тыс. лет назад). На рис. 2 золотомысский аллювий присутствует также на 463, 490 км от устья р. Оби (см. рисунки 1 и 2, разрезы № 9 и 10). Стратиграфическое положение золотомысского аллювия в перечисленных четырёх опорных разрезах достаточно надёжно определяется по залеганию между подстилающими отложениями хашгортского гляциокомплекса и перекрывающими казыммысскими варвами, которые ложатся на золотомысский аллювий без размывов и тем более без гляциодислокаций (в отличие от питлярских песков, кровля которых обычно гляциодислоцирована и перекрыта хашгортской мореной).

Следует подчеркнуть облекающий характер подошвы казыммысского лимногляциала, который, например, при перекрывании палеопочв ложится на них без каких бы то ни было признаков денудацион-

ных процессов, целиком сохраняя нетронутым весь почвенный профиль. Формирование собственно казыммысского лимногляциала знаменует собой очередной этап (см. рис. 3, Г), на который приходится затопление речных долин до отметок 60 м над уровнем моря в эпоху нижнезырянского оледенения (см. рисунки 1 и 2, разрезы 1, 6, 7, 9, 10, 13, 14). При этом непосредственно под казыммыскими варвитами фиксируются псевдоморфозы по эпигенетическим повторно-жильным льдам, отражающие нарастающее раннезырянское похолодание. Серия таких клиньев была прослежена детальными расчистками [7] под подошвой казыммысских варвитов от кровли золотомысских песков до 1,5 м вниз, на Горкинском мысу (см. рисунки 1 и 2, разрез 10). Вскрытые в этом разрезе казыммыские отложения мощностью около 6 м обладают чётко выраженным трёхчленным строением. В срединной части проявлено переслаивание песков, алевропесков и алевролитов, а в верхней и нижней частях зафиксированы типичные алевропелиты (переслаивание с песками фиксируется также и у самой подошвы). Возможно, наличие песчаных прослоев в середине связано с обмелением приледникового озёра при отступании ледника в ходе двухстадийного раннезырянского оледенения, о котором писалось в [3]. На такую интерпретацию может указывать тот факт, что глубоководные фации подпрудного бассейна представлены ленточноподобными параллельно-слоистыми алевропелитами, типичными для равнинных территорий северной палеогляциозоны, а на склонах затопленной палеодолины Оби в прибрежных частях приледникового палеоозера алевропелиты сменяются переслаиванием алевролитов, алевропесков и песков. Более того, на подводных склонах средней крутизны (25–50°) отмечаются текстуры мутьевых потоков и подводного оплывания [7]. В последних случаях эти лимногляциальные осадки нередко принимаются за отложения других генетических типов.

Особо отметим, что казыммысский гляциокомплекс района р. Большой Оби хоть и лишён моренных диамиктонов (поскольку раннезырянский ледник располагался гораздо севернее), но в его составе тем не менее присутствуют флювиогляциальные пески (см. рис. 3, Г), которые не являются приледниковыми зандрами или озами, но отражают этап спуска подпрудно-ледникового озера, воды которого затапливали Обскую долину гораздо южнее конечно-моренных гряд ледника. Спуск подпрудных вод верхнечетвертичного оледенения сопровождался очередной интенсивной площадной эрозионной деятельностью, аналогичной той, которая происходила при дегляциации среднечетвертичного оледенения. Поэтому

геологическая граница, соответствующая данному врезу, также имеет существенную изменчивость по вертикали, то уходя под урез воды, то «задираясь» вверх на высоту несколько десятков метров. Недоучёт этого обстоятельства приводит к тому, что многими исследователями Сибирского севера аллювий выделяется по промытым пескам с флювиальными текстурами на таких высоких отметках, которых р. Обь не достигала в позднем неоплейстоцене (см. рис. 2, разрезы 2, 7).

В отличие от флювиогляциальных песков аллювиальные послеледниковые отложения обычно не встречаются в районе р. Большой Оби на отметках, превышающих 5–6 м над уровнем бечевника. Врезанный в казыммыские ленточные глины аллювий в разрезе у пос. Лопхари (см. рисунки 1 и 2, разрез 12) перекрывается оторфованной гидроморфной палеопочвой, возраст которой составляет 50–45 тыс. лет [7]. В разрезе Кушеват (см. рисунки 1 и 2, разрез 11) из отложений палеоручья, непосредственно перекрывающих этот аллювий, получена серия дат по костным остаткам около 40 тыс. лет. Кушеватский аллювий вскрыт серией шурфов и раскопов и представляет собой косослоистые и параллельно-слоистые хорошо промытые среднезернистые пески субфации прирусловой отмели. В них встречаются текстуры восходящей ряби течения и плоскопараллельно-косая слоистость. В неэродированных прикровельных участках прослеживаются маломощные (несколько дециметров) мелкие параллельно-субгоризонтально-слоистые алевритисто-пелитистые пески пойменной фации, к которым приурочена серия мелких (5–15 см в поперечнике) конволюций.

Традиционно на севере Западной Сибири косослоистые пески возрастом 50–25 тыс. лет (см. рис. 3, Д) отождествляются с аллювиальным ярусом II надпойменной террасы (НПТ). Севернее, в области морских трансгрессий на Ямале II НПТ более чётко выражена в рельефе, и для аллювия её нижней части получены геохронометрические данные в интервале 50–36 тыс. лет назад [12]. Однако, как уже говорилось ранее, в районе р. Большой Оби представление о лестнице разновысотных террас, для площадки каждой из которых присущ самостоятельный выдержанный по горизонтали гипсометрический уровень, оказалось не состоятельным. Более того, на этой территории возникла проблема выделения террас как геоморфологических объектов. Так, золотомысский аллювий в качестве самостоятельной IV НПТ не может быть вычленен по морфологии рельефа, так как он облекаяще перекрывается казыммыским лимногляциалом и поэтому не имеет выраженных на дневной поверхности площадки, тылового шва, бровки и уступа. В свою очередь, не только подошва, но и

кровля казыммыского лимногляциала за счёт плащеобразного залегания по бортам долины, как правило, не залегает субгоризонтально и в сечении береговыми обрывами на малых расстояниях сильно варьирует по высоте. В связи с этим теряются геоморфологические предпосылки выделения подпрудно-озёрной III НПТ.

Кушеватский аллювий, который соответствует II НПТ как стратиграфическому подразделению региональной схемы, занимает примерно то же гипсометрическое положение, что и золотомысский. Севернее, на Ямале для МИС-3 на обширных территориях картированы озёрные и дельтовые осадки, которые подпруживались, по мнению авторов этой карты [12], полями «мёртвого льда». При этом для района р. Большой Оби следует учитывать, что возраст конкретной пачки кушеватского аллювия в каждом конкретном разрезе может охватывать всего лишь несколько тысяч лет из всего хронологического диапазона от 60 до 25 тыс. лет назад в зависимости от времени последнего меандрирования р. Оби в конкретном месте.

Начиная с 25 тыс. лет назад фиксируется глубокая регрессия мирового океана, обусловленная последним ледниковым максимумом (LGM), который на севере Западной Сибири проявился в виде мелких горно-долинных ледников на Полярном Урале и небольшом оледенении, оконтурившем плато Путорана [3]. В связи с этим базис эрозии и водность рек понизились, что привело к понижению уровня эрозионно-аккумулятивной деятельности речной сети (см. рис. 3, Д). Об этом, в частности, свидетельствуют низкие высоты (на уровне затопления современной поймы) культуросодержащих горизонтов памятников верхнего палеолита Луговское и Комудваны в Нижнем Приобье [10]. Потепление 15–12 тыс. лет назад привело к аккумуляции аллювия I НПТ на более высоких отметках (см. рис. 3, Е), чем в начале и середине LGM.

На этапе позднечетвертичной истории изучаемой территории, который связан с формированием II НПТ (см. рис. 3, Д) и I НПТ (см. рис. 3, Е), на водораздельной правобережной возвышенности аллювий фациально замещался субаэральным покровом: навейными лёссовидными алевритами, перевейными песками, озёрно-термокарстовыми осадками, солифлюксиями, делювиальными слоистыми алевритами и алевропесками склонового смыва и др. В районе пос. Лопхари (см. рис. 2, разрез 12) лёссовидные отложения мощностью до 6 м, залегающие поверх кушеватского аллювия II НПТ, датированы по трём палеопочвам серией дат в интервале от 51 до 36 тыс. лет назад [8]. Время последнего ледникового максимума (25–15 тыс. лет назад) отражено формированием опесчаненных лёссовидных алевритов

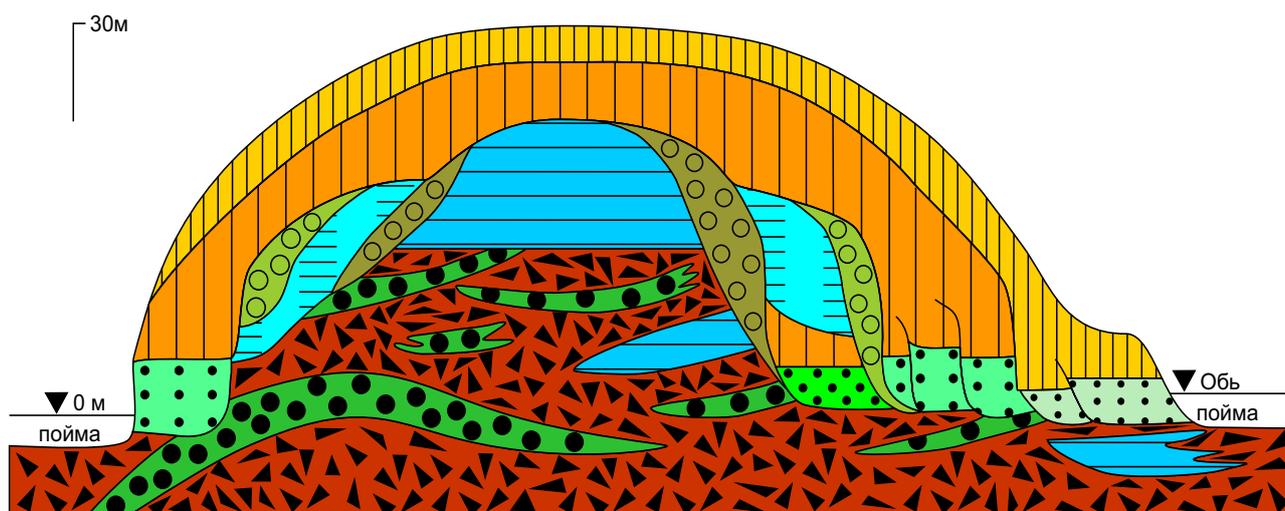


Рис. 4. Схема взаимоотношений четвертичных отложений на правом берегу р. Большой Оби:

30 м – ориентировочный уровень над уровнем р. Большой Оби; см. условн. обозн. к рис. 2

более светлых, чем нижележащие, и субаэральных песков, которые во многих разрезах имеют в подошве псевдоморфозы по эпигенетическим повторно-жильным льдам (см. рис. 3, Е). Последние 11,5 тыс. лет формируются пойменные, озёрно-термокарстовые, солифлюкционные, болотные отложения и почвы.

Заключение. Таким образом, историю формирования четвертичных отложений на правом берегу р. Большой Оби можно представить в виде событийной последовательности, хронологические диапазоны которой приводятся ориентировочно (рис. 4): 1) 180–250 тыс. лет назад (МИС-7) питлярский аллювий; 2) 180–130 тыс. лет назад (МИС-6) хашгортский гляциокомплекс: нижняя пачка ленточных глин, диамиктон основной морены с отторженцами питлярских песков и хашгортских ленточных глин, верхняя пачка ленточных глин, флювиогляциальные пески; 3) 130–100 тыс. лет назад (МИС-5 е) золотомысский аллювий и шурышкарский палюстрий; 4) 100–60 тыс. лет назад (МИС-5b, d) казыммысский гляциокомплекс: лимногляциальные ленточные глины и флювиогляциальные пески этапа спуска подпрудного озера; 5) 60–25 тыс. лет назад (МИС-3): кушеватский аллювий, лопхаринский субаэральный комплекс; 6) 25–15 тыс. лет назад (МИС-2) субаэральный покров (опесчаненные лёссы и золовые пески); 7) 15–11,5 тыс. лет назад I НПТ; 8) последние 11,5 тыс. лет назад (МИС-1) пойменная терраса, голоценовые торфяники, почвы, солифлюксий и др.

Учитывая вышеизложенное, следует признать, что хорошо промытые косослоистые пески без палеон-

тологического и геохронометрического датирования не могут выступать в качестве автономных геологических реперов. Это обусловлено тем, что аллювиальные пески р. Большой Оби как среднечетвертичного, так и верхнечетвертичного возраста формировались примерно на одном геоморфологическом уровне по принципу горизонтального прислонения, а флювиогляциальные отложения верхнего и среднего неоплейстоцена могут быть встречены как в самой верхней части разреза, так и под урезом воды в реке. Вместе с тем определённые типы строения геологического разреза могут служить стратогенетическими индикаторами. Для питлярских песков характерно наличие разномасштабных гляциодислокаций (в частности гляциомеланжа), которые зачастую фиксируются даже тогда, когда перекрывающая отторженец хашгортская морена отсутствует в конкретной расчистке. Наличие над аллювиальными песками параллельно-переслаивающихся алевропелитов, алевритов, песков казыммысской пачки указывает на то, что эти аллювиальные пески, вероятнее всего, золотомысские. Геоморфологическая позиция на высотах более 5 м над бровкой бечевника средне- и крупнозернистых песков мощностью 5–10 м (и более) со слоистостью флювиального типа с большой степенью уверенности позволяет диагностировать их как флювиогляциальные этапы спуска ледниково-подпрудного озера.

В общем случае следует ожидать, что толщина субаэрального покрова над аллювием II НПТ будет существенно больше, а сам он будет гораздо сложнее

по строению, чем покров над аллювием I НПТ. Вместе с тем имеются примеры [7], когда конкретное соотношение аккумулятивных и денудационных процессов приводило к стратиграфической инверсии, когда высота площадки I НПТ оказывалась выше II НПТ. В качестве основных геологических реперов в разрезах могут выступать хашгортский и казымский гляциокомплексы, соответствующие региональным оледенениям. Таким образом, несмотря

на то, что правобережье р. Большой Оби, находясь в зоне сочленения Обской палеодолины и водораздела, обладает сложными пространственными сочетаниями разновозрастных и разнофациальных геологических тел, всё же удалось построить внутренне не противоречивую модель взаимоотношений четвертичных отложений района.

Исследования выполнены в ИГМ СО РАН при финансовой поддержке проекта РНФ 22–17–00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов С. А.* Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 12. – С. 1836–1884.
2. *Архипов С. А., Вотах М. Р., Гольберт А. В., Гудина В. И., Довгаль Л. А., Юдкевич А. И.* Последнее оледенение в Нижнем Приобье. – Новосибирск : Наука, 1977. – 213 с.
3. *Астахов В. И.* Четвертичная геология суши: учебное пособие. – СПб. : Из-во Санкт-Петербургского государственного университета, 2020. – 440 с.
4. *Астахов В. И., Арсланов Х. А., Максимов Е. В.* Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Доклады РАН. – 2005. – Т. 401, № 1. – С. 95–99.
5. *Астахов В. И., Назаров Д. В.* Стратиграфия верхнего плейстоцена севера Западной Сибири и её геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36–47.
6. *Бородин А. В., Косинцев П. А.* Млекопитающие плейстоцена севера Западной Сибири // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. – М. : Геос, 2001. – С. 244–252.
7. *Зольников И. Д., Аношкин А. А., Постнов А. В., Выборнов А. В., Филатов Е. А., Васильев А. В., Пархомчук Е. В.* Проблемы расчленения и корреляции аллювиальных отложений неоплейстоцена Нижнего Приобья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 10. – С. 18–27.
8. *Зольников И. Д., Гуськов С. А., Мартысевич У. В.* О вероятности формирования части четвертичных палеоврезов на севере Сибири термоэрозийными процессами // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 3. – С. 3–10.
9. *Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Шилова Г. Н., Величневич Ф. Ю., Максимов Ф. Е., Кузнецов В. Ю., Чернов С. Б., Тертычная Т. В.* Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Доклады Академии Наук. – 2006. – Т. 411, № 4. – С. 540–544.
10. *Макаров С. С., Зольников И. Д., Аношкин А. А., Резвый А. С., Постнов А. В., Выборнов А. В.* Освоение Нижнего Приобья в позднем плейстоцене по археологическим данным // Вестник НГУ. Серия: История, филология. – 2021. – Т. 20, № 5. – С. 43–54.
11. *Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Под ред. В. С. Волковой, А. Е. Бабушкина.* – Новосибирск : СНИИГиМС, 2000. – 64 с.
12. *Nazarov D. V., Nikolskaia O. A., Zhimanovskiy I. V., Ruchkin M. V., Cherezova A. A.* Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, -60-35 ka // Quaternary Science Reviews. – 2022. – V. 289. – P. 107614.
13. *Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al.* Late Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. – 2004. – V. 23, № 11–13. – P. 1229–1271.
3. *Astakhov V. I.* Chetvertichnaya geologiya sushi: uchebnoye posobiye [Quaternary geology of land: a tutorial]. St. Petersburg State University Publishing House, 2020, 440 p. (In Russ.)
4. *Astakhov V. I., Arslanov Kh. A., Maksimov Ye. V.* Vozrast mezhdlednikovogo torfyanika na Nizhney Obi [Age of the interglacial peat bog on the Lower Ob]. Doklady RAN [Reports of the Russian Academy of Sciences], 2005, Vol. 401, No. 1, pp. 95–99. (In Russ.)
5. *Astakhov V. I., Nazarov D. V.* Stratigrafiya verkhnego pleystotsena severa Zapadnoy Sibiri i yeye geokhronometricheskoye obosnovaniye [Upper Pleistocene stratigraphy

REFERENCES

- of the north of Western Siberia and its geochronometric substantiation]. Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional geology and metallogeny], 2010, No. 43, pp. 36–47. (In Russ.)
6. Borodin A. V., Kosintsev P. A. Mlekopitayushchiye pleystotsena severa Zapadnoy Sibiri [Pleistocene mammals of the north of Western Siberia]. Mamont i yego okruzheniye: 200 let izucheniya [Mammoth and its environment: 200 years of study], Moscow, Geos publ., 2001, pp. 244–252. (In Russ.)
 7. Zol'nikov I. D., Anoykin A. A., Postnov A. V., Vybornov A. V., Filatov Ye. A., Vasil'yev A. V., Parkhomchuk Ye. V. Problemy raschleneniya i korrelyatsii allyuvial'nykh otlozheniy neopleystotsena Nizhnego Priob'ya [Problems of subdivision and correlation of Neopleistocene alluvial deposits in the Lower Ob region]. Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Sibiri [Geology and mineral resources of Siberia], 2021, No. 10, pp. 18–27. (In Russ.)
 8. Zol'nikov I. D., Gus'kov S. A., Martysevich U. V. O veroyatnosti formirovaniya chasti chetvertichnykh paleovrezov na severe Sibiri termoerozionnymi protsessami [On the probability of formation of a part of Quaternary paleoincisions in northern Siberia by thermal erosion processes]. Kriosfera Zemli [Cryosphere of the Earth], 2004, Vol. 8, No. 3, pp. 3–10. (In Russ.)
 9. Laukhin S. A., Arslanov Kh. A., Shilova G. N., Velichkevich F. Yu., Maksimov F. Ye., Kuznetsov V. Yu., Chernov S. B., Tertychnaya T. V. Paleoklimaty i khronologiya srednevyurm'skogo megainterstadiala na Zapadno-Sibirskoy ravnine [Paleoclimates and Chronology Middle Wurm megainterstadial in the West Siberian Plain]. Doklady Akademii Nauk [Reports of the Academy of Sciences], 2006, Vol. 411, No. 4, pp. 540–544. (In Russ.)
 10. Makarov S. S., Zol'nikov I. D., Anoykin A. A., Rezvyay A. S., Postnov A. V., Vybornov A. V. Osvoyeniye Nizhnego Priob'ya v pozdnem pleystotsene po arkhеologicheskim dannym [Vybornov A.V. Exploration of the Lower Ob region in the late Pleistocene according to archaeological data]. Vestnik NGU. Seriya: Istoriya, filologiya [Bulletin of NGU. Series: History, Philology], 2021, Vol. 20, No. 5, pp. 43–54. (In Russ.)
 11. Unifitsirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny [Unified Regional Stratigraphic Scheme of Quaternary Deposits of the West Siberian Plain]. Ed. V. S. Volkovoy, A. Ye. Babushkina, Novosibirsk, SNIIGGiMS publ., 2000, 64 p. (In Russ.)
 12. Nazarov D. V., Nikolskaia O. A., Zhimanovskiy I. V., Ruchkin M. V., Cherezova A. A. Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, -60-35 ka. Quaternary Science Reviews, 2022, V. 289, P. 107614.
 13. Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. Quaternary Science Reviews, 2004, V. 23, No. 11–13, pp. 1229–1271.