

№ 30—31 — 2007

Главный редактор

А. Ф. Морозов

Первый заместитель главного редактора

О. В. Петров

Заместители главного редактора

А. И. Жамойда, В. Л. Масайтис, Т. М. Барабанова

Редакционная коллегия

Е. А. Басков, Г. М. Беляев, В. А. Глебовицкий, А. С. Киреев, В. И. Колесников,  
Л. И. Красный, Ю. Г. Леонов, Л. В. Оганесян, М. В. Ошуркова, В. К. Путинцев,  
Д. В. Рундквист, А. А. Смыслов, М. А. Спиридонов, В. С. Сурков, Ю. М. Шувалов

Бюро редколлегии

А. И. Жамойда (пред.), Т. М. Барабанова, В. И. Колесников,  
В. Л. Масайтис, О. В. Петров, В. К. Путинцев

В. И. АСТАХОВ (СПбГУ, НИИКАМ),  
Я. МАНГЕРУД, Й. И. СВЕНСЕН (Ун-т г. Берген)

## ТРАНСУРАЛЬСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРА

Суммированы главные результаты русско-норвежских исследований северного плейстоцена по проекту PECHORA (Paleo Environment and Climate History of the Russian Arctic) за период 1993–2006 гг. Обсуждены многочисленные геохронометрические данные, полученные новейшими методами, такими как уран-ториевый, оптически стимулированной люминесценции, радиоуглеродный путем ускорительной масс-спектрометрии, космогенных нуклидов. Сотни новых датировок позволяют скоррелировать основные маркеры верхнего плейстоцена по обе стороны Полярного Урала. Слои бореальной трансгрессии бассейна Баренцева моря оказались синхронными каргинским континентальным слоям на Нижней Оби, а также эемским и микулинским межледниковым образованиям. Последнее покровное оледенение, обусловленное наступанием глетчеров с арктического шельфа на Урал, произошло до 50 тыс. лет назад. Западнее Урала оно имело две самостоятельные стадии 80–90 и около 60 тыс. лет назад. Поздневалдайский ледниковый покров не выдвигался с Баренцева шельфа на современную сушу. Альпийские ледники этого времени на Урале лишь незначительно превышали современное каровое оледенение.

The paper summarizes principal results of the Russian-Norwegian PECHORA (Paleo Environment and Climate History of the Russian Arctic) research project of 1993–2006. The bulk of the paper is a discussion on numerous geochronometric data provided by modern methods such as uranium/thorium, AMS radiocarbon, optically stimulated luminescence, cosmogenic-nuclides exposure dating. Hundreds of dates obtained allow to correlate the basic markers of the Upper Pleistocene on both sides of the Urals. The strata of the Boreal Transgression in the Barents Sea catchment proved to be synchronous with the Karginyky terrestrial strata on the Lower Ob, and with the Eemian and Mikulino interglacial formations. The last inland glaciation derived from ice advances on the Arctic shelves occurred prior to 50 kyr BP. West of the Urals it developed in two independent stades 80–90 and ca 60 kyr BP. The Late Weichselian ice sheet of the Barents Sea did not reach the present mainland. Uralian alpine glaciers of that period only slightly exceeded the modern cirque glaciation.

Уральский хребет есть главное препятствие для корреляции европейских и сибирских разрезов северного плейстоцена. Ввиду недостатка маркеров и геохронометрических данных обычно использовались дедуктивные подходы на основе общих представлений об Урале как об устойчивом центре плейстоценовых оледенений. Таким же образом решался и важный вопрос геологической практики о путях разноса терригенных компонентов. Хотя еще в 50-е гг. был известен перенос через Урал грубых обломков плейстоценовыми ледниками, в дальнейшем возобладала та же простая идея разноса обломков с гор на равнины [13, 17]. В соответствии с ней на геологических картах рисовались дуги уральских морен, обращенные дистальным фазом к равнинам [13, 18], независимо от их реальной ориентировки. Однако в конце 1970-х гг. при фотогеологическом исследовании северной оконечности Урала была установлена ограниченная применимость идеи горного ледникового

центра. Выяснилось, что севернее 67° с. ш. нет никаких следов недавнего выдвигания льда на равнины в виде предгорных моренных шлейфов или подковообразных морен долинных ледников. Напротив, там имеются безошибочные признаки обтекания горной группы Полярного Урала мощными льдами Карского ледникового покрова и их вторжения в горы до отметок 300–500 м [5, 6], что впоследствии подтвердилось и русско-норвежскими исследованиями [28].

Верхний ледниковый комплекс арктических равнин в эпоху господства в 60-х гг. схемы А. И. Москвитина считался аналогом «калининского горизонта», т. е. отложений первого скандинавского оледенения позднего плейстоцена, а с верхним валдаем параллелизовались лишь альпийские морены [13, 18]. Затем появились разрозненные радиоуглеродные даты, полученные обычным тогда способом сжигания больших объемов растительного детрита. Некоторые из них с конечными значениями возраста

порядка 34–47 тыс. лет относились к подморенным слоям: 18 датировок в бассейне Печоры [2, 3] и 6 дат с частичной инверсией возрастов на Оби [4]. Они стали основанием для корреляции верхнего ледникового комплекса Приуралья с верхним валдаем и верхней вислой Северной Европы [2–4, 12, 14, 19, 24], которые считаются синхронными с морской изотопной стадией 2 (МИС 2) в интервале 25–10 тыс. лет назад.

Гораздо большие возможности для корреляций верхнего плейстоцена открылись в 1993–2006 гг. при работах по русско-норвежскому проекту PECHORA (Paleo Environment and Climate History of the Russian Arctic), имевших целью реконструкцию основных этапов истории оледенения, ландшафтов и миграций древнего человека [26–33, 36–38, 40–46]. Выполнено фотогеологическое картирование [6, 28], произведены археологические раскопки [38, 42, 44], бурение донных осадков озер и морского дна [30, 33, 41], палеонтологические исследования [8, 9, 31, 33, 41].

Основная база данных по четвертичному периоду Русской Арктики содержится в спецвыпусках международных журналов *Boreas* (1999. Vol. 28), *Global and Planetary Change* (2001. Vol. 31), *Quaternary Science Reviews* (2004. Vol. 23), посвященных результатам координационной программы Европейского научного фонда QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North). Эта программа объединила многолетние усилия всех международных коллективов от Кольского п-ова до моря Лаптевых, включая работы морских геологов. Несмотря на многообразие результатов, в главном все исследователи оказались единодушными. Все доступные методы корреляции показали, что верхний ледниковый комплекс северных равнин лежит за пределами радиоуглеродного датирования, т.е. он древнее 50 тыс. лет назад, а прежние попытки отнесения его к МИС 2 обусловлены загрязнением проб молодым углеродом.

Ключом для успеха международных проектов в Русской Арктике стала обширная программа датирования современными геохронометрическими методами. Только по проекту PECHORA на просторанстве от Тиманского края до низовьев Енисея получено 630 люминесцентных и 350 радиоуглеродных датировок, неполные списки которых опубликованы в [9, 10, 26, 32, 33, 38, 40]. Сотни дат получены также участниками других экспедиций, финансировавшихся скандинавскими странами, Германией и Соединенными Штатами. Ниже кратко освещаются наиболее важные для корреляции геохронометрические результаты проекта PECHORA в бассейне Баренцева моря и в низовьях Оби севернее 65° с. ш. (рис. 1). Датировки плейстоцена центрально-арктической части Западной Сибири обсуждаются в статье Д. В. Назарова в этом номере.

**Методы.** Первоисточник геохронологических идей — структурно-геологические данные о местной последовательности осадочных тел и положении маркеров. При этом основными являются седиментологические и картографические (в том числе фотогеологические) методы (рис. 2). Для дальнейшей корреляции используются другие методы, базирующиеся на достижениях смежных с геологией областей знания. Подавляющее большинство суждений о возрасте маркирующих слоев верхов четвертичной системы основано на геохронометрических метках, получаемых для отдельных точек осадочной толщи. Любая такая метка может быть ошибочной, и вероятность ошибки увеличивается с возрастом. В большинстве случаев геолог не может дать лаборатории нужные сведения о происхождении измеряемого материала. Отсюда так называемые омоложение и инверсия дат. Они весьма типичны для радиоуглеродного датирования северного плейстоцена, поскольку при неоднократном промерзании и оттаивании вполне реально микробиологическое загрязнение с захватом молодого углерода из атмосферы [23]. Особенно катастрофические последствия оно имеет для возрастов более 30 тыс. лет назад. Такие образцы «...нечувствительны к загрязнению древним, но очень чувствительны к загрязнению молодым углеродом. Например, образец с 10 %-ной примесью неопределенно древнего углерода покажет возраст лишь на 850 лет больше, а примесь только 1 %-ного современного углерода к неопределенно древнему образцу даст конечную дату около 37 тыс. лет» [36, с. 117]. Наиболее точные радиоуглеродные возрасты сейчас получают не при сжигании смешанного детрита, как делалось прежде, а путем измерения  $^{14}\text{C}$  в специально отобранных микродозах органики с помощью масс-спектрометрии на ядерных ускорителях (AMS-метод, см., напр. [11]). При всех предосторожностях использование единичных радиоуглеродных возрастов древнее 30 тыс. лет назад вряд ли можно считать корректным, поскольку любая такая дата может происходить из бесконечно древнего органического материала. Древние (за пределами МИС 2) даты можно применять для корреляции лишь при условии их закономерного расположения в разрезе и согласованности с данными других методов.

Наш подход к использованию радиоуглеродных данных иллюстрируется разрезом озерных и аллювиальных песков на р. Урдюжская Виска, 67° 14' с. ш., 50° 32' в. д. (рис. 1, 3), где ранее была известна конечная дата около 43 тыс. лет назад [2]. Мы тоже получили здесь конечные возрасты 41 и 44 тыс. лет назад. Однако передатирование AMS-методом отобранных под бинокуляром мелких листиков и волокон мха дало три запредельные даты, они позволяют подозревать, что эта толща на самом деле древнее 50 тыс. лет. Это подтверждается тремя лю-

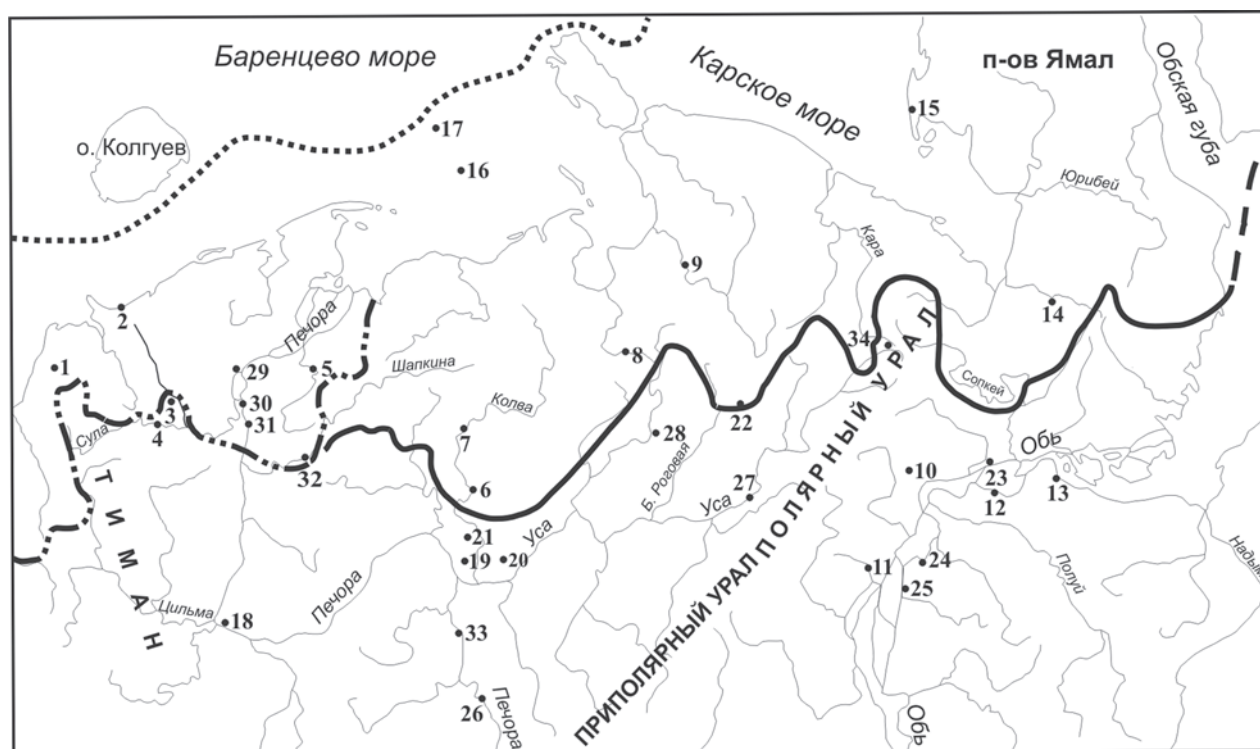


Рис. 1. Местоположение главных датированных разрезов плейстоцена Тимано-Уральской области

**Надморенные отложения с датами более 20 тыс. лет:** 1 – Хариусовы озера (Тиманское оз.) [41]; 2 – Тиманский Берег [38]; 3 – Урдюжская Виска [38]; 4 – Сула 22 [38, 40]; 5 – Верх. Куя [38]; 6 – Ярей-Шор [38]; 7 – Подкова [38]; 8 – Море-Ю [10]; 9 – Коротайха [10]; 10 – Ханмей [9]; 11 – Шурыш-кары [8]; 12 – Аксарка [9]; 13 – Пяк-Яха и Пичугуй-Яха [9]; 14 – Ерката [27]; 15 – Марресале [29]; 16, 17 – скважины на дне моря [30]; осадки приледниковых озер: 18 – Гаревое [37, 38]; 19 – Новик-Бож [37, 38]; 20 – Озерное [37, 38]; 21 – Болотный Мыс [37, 38]; 22 – Сейда-Роговая [33, 37]; 23 – Сангомпан [25, 27]; 24 – Игорская Обь; 25 – Питляр [27]; открытые палеолитические стоянки: 26 – Бызовая [38]; 27 – Мамонто-

вая Курья [31, 38, 42, 44]; 28 – Пымва-Шор [38].  
**Прочие разрезы:** 29 – Хонгурей [32]; 30 – Вастьянский Конь [46]; 31 – Мархида [3, 45]; 32 – Шапкина [2]; 33 – Родионово [26]; 34 – оз. Кузьты [22].  
 Границы ледниковых покровов позднего плейстоцена: *сплошная линия* – максимальная (харбейская) стадия (ранняя висла, около 80–90 тыс. лет назад), выраженная в рельефе и разрезах; *штриховая* – то же, предполагаемая; *штрих-пунктир* – вторая (мархидская) стадия (средняя висла, 50–60 тыс. лет назад); *точечная линия* – третья (колгуевская) стадия (поздняя висла, 20 тыс. лет назад) по данным морского бурения и сейсмостратиграфии [30]

минесцентными датировками снизу вверх – 102, 96 и 53 тыс. лет (последняя дата скорее всего замоложена) [38]. Аналогичная ситуация описана и в опорном разрезе Вастьянский Конь (рис. 1, 30), где в соответствии с люминесцентными датировками и подавляющим большинством радиоуглеродных дат (11 из 16) подморенный аллювий должен быть древнее 50 тыс. лет назад, хотя иногда попадаются и датировки порядка 25–30 тыс. лет назад [46]. Такие молодые возрасты особенно часто получали в 60–70-е гг. при измерении крупнообъемных проб в несертифицированных лабораториях [напр., 12]. Впоследствии подобные определения справедливо признавались ошибочными [3], хотя в литературе иногда еще можно встретить ссылки на сомнительные даты такого типа [напр., 19].

Для пород, недоступных радиоуглеродному анализу, особенно важны новые геохрономет-

рические методы. В последние годы все шире применяется оценка длительности космического облучения отшлифованных льдом скал и валунов по концентрации в тонком поверхностном слое космогенных нуклидов, в частности, бериллия-10. Применение этого метода в Уральских горах дало важные результаты [22]. Хороший корреляционный сигнал может быть получен уран-ториевым методом датирования ископаемых торфяников при условии изоляции датируемого торфа глинистыми слоями от мигрирующего урана [напр., 8].

Попытка применения палеомагнитного метода к грубокластическим толщам дала парадоксальные результаты. Так, поверхностные морские и моренные толщи на р. Море-Ю (рис. 1, 8), которые по люминесцентным и уран-ториевым датировкам относятся к верхнему плейстоцену [10], оказались в зоне обратной полярности

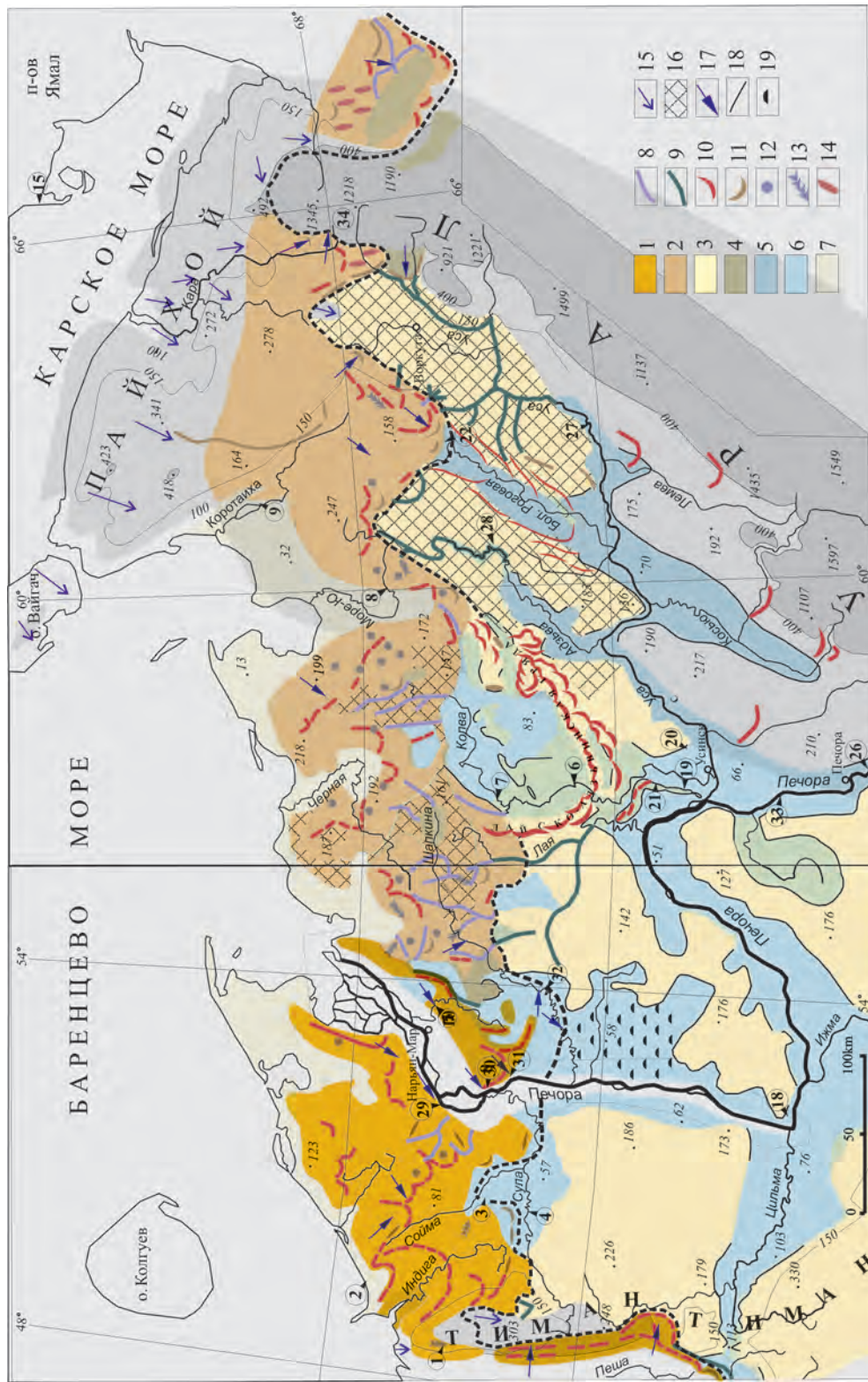


Рис. 2. Фотогеологическая карта ледниковых образований Печорского бассейна, Полярного и Приполярного Приуралья, по [28] с дополнениями (схематизировано)

Ледниковые комплексы: 1 – второй (мархидской) стадии, около 60 тыс. лет назад; 2 – первой позднеплейстоценовой (харьбейской) стадии, 80–90; 3 – среднеплейстоценовые морены; 4 – предгорные шлейфы уральских морен; 5 – осадки приледникового озера Коми, 80–90 тыс. лет назад; 6 – отложения позднеледниковых и раннеголоценовых озерных котловин, 14–5; 7 – прибрежная равнина, сложенная верхневалдайскими эоловыми песками, 26–10 тыс. лет назад. Ложбины стока талых вод: 8 – с бугристым продольным профилем (поллельные); 9 – с ровным профилем (принапорные); 10 – напорная моренная гряда; 11 – насыпная

моренная гряда; 12 – звонец; 13 – озы; 14 – курчавые скалы; 15 – ледниковые шрамы; 16 – реликтовые мерзлотные полигоны; 17 – ориентировка валунов и продольных моренных гряд; 18 – резкий тыловой шов вдоль 100-метровой горизонтали (береговая линия протозера Коми); 19 – лещковидные мелколесные холмы мерзлотной инверсии. Цифры в кружках – опорные разрезы (см. рис. 1). Серыми тонами показаны гипсометрические ступени выступов палеозоя и малоизученных площадей. Штриховая линия – граница распространения позднеплейстоценовых ледников

**Рис. 3. OSL датирование:** *А* – опорного разреза морских межледниковых отложений Сула 22 (67° с. ш., 50° 23' в. д.) (2 на рис. 1) по [40]; *Б* – водноледниковых и аллювиальных песков в краевой зоне последнего оледенения в верховьях р. Бол. Роговая (22 на рис. 1) по [28, 32, 33, 37] с дополнениями

Средний плейстоцен: 1 – мощные моренные диамикты. Верхний плейстоцен: 2 – диамикты и пески харбейских морен (аэроснимок, рис. 8 в [28]); 3 – пески флювиогляциальных дельт; 4 – алевриты озера Коми; 5 – песчано-галечные отложения позднеледниковых долинных зандров и надпойменных террас; 6 – гряда напорной морены; 7 – гляциотектоническая трещина (по аэроснимкам); 8 – предполагаемое максимальное положение края последнего ледникового покрова.

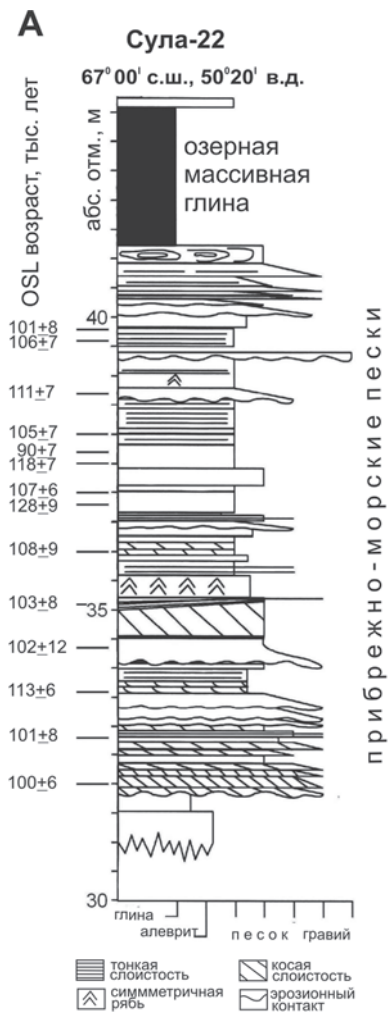
Опорные разрезы (цифры в кружках): 1 – Сейда 1 [26], 67° 23' с. ш., 62° 56' в. д.; 2 – Сейда 2 [37], 67° 24' с. ш., 62° 53' в. д.; 3 – Илеймюр [37], 67° 25' с. ш., 62° 27' в. д.; аллювиальные террасы: 4 – с мамонтовым бивнем  $^{14}\text{C} = 35$  тыс. лет назад, 67° 24' с. ш., 62° 15' в. д.; 5 – с OSL датами 25–22, 67° 26' с. ш., 62° 04' в. д.; 6 – с OSL датами 77–75 [33, 37], 67° 27' с. ш., 62° 38' в. д.

Матуяма, т. е. в эоплейстоцене [25]. Удивляться такому результату не приходится, если учесть, что остаточная намагниченность измерялась в керне из диамиктовых толщ, дислоцированных ледником. Известно, что палеомагнитные исследования моренных отложений даже в идеальных обнажениях представляют собой задачу с малопредсказуемым результатом и обычно не практикуются. Датирование электронно-парамагнитным резонансом (ЭПР-метод) требует наличия раковин хорошей сохранности.

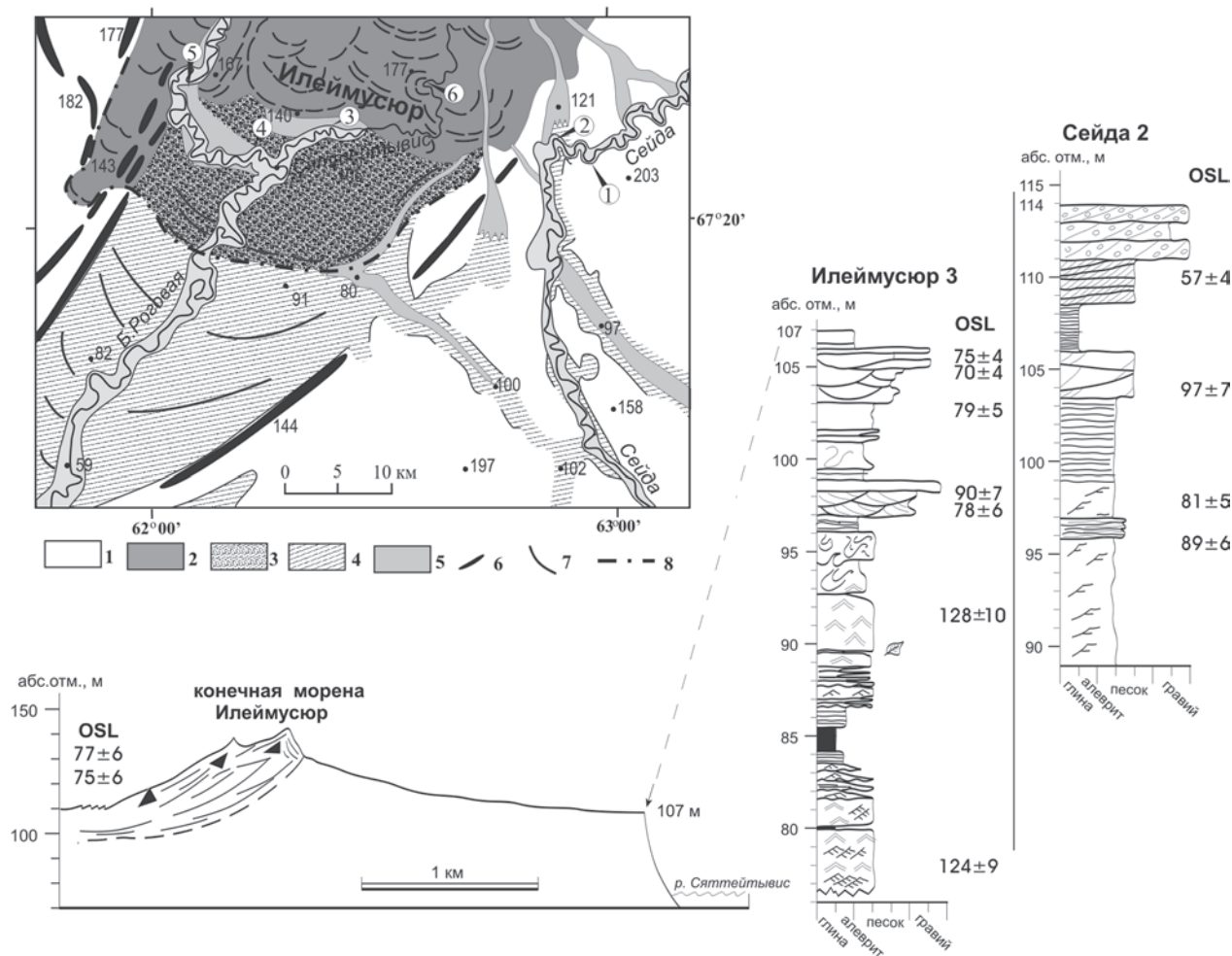
Всех этих ограничений лишен метод оптически стимулированной люминесценции (OSL-метод), который дает более устойчивые значения возраста по сравнению с термолюминесценцией (ТЛ-метод) и требует лишь наличия песчаных зерен. Суть метода в том, что под воздействием синего, зеленого или инфракрасного света зерна кварца (или полевого шпата) дают люминесцентный сигнал, который позволяет оценить эквивалентную дозу поглощенной радиации, вызвавшую деформацию кристаллических решеток и люминесцентное излучение. Отношение величины этой дозы к интенсивно-

сти ионизирующей радиации пород дает длительность пребывания песчинок под землей. Необходимым условием является обнуление перед захоронением светосуммы, запасенной в предшествующих циклах погребения зерен, т.е. разрядка люминесцентных ловушек дневным светом. В этом смысле идеальны субаэральные осадки, менее надежны аллювиальные и совсем мало подходят глубоководные отложения. Сравнение с независимыми оценками возраста говорит о валидности OSL дат до 150 тыс. лет «календарного» (т. е. астрономического) возраста, а в эоловых отложениях и до 300 тыс. лет назад [39].

С удревнением пород растет число факторов, которые могут сместить оценку возраста и увеличить разброс дат в пределах одновозрастной толщи. На запасенную светосумму могут повлиять изменения влажности пород в период погребения, космическое облучение и некоторые другие факторы. Результатом их сложения бывают резко выпадающие из общего ряда значения (отскоки). Поэтому, как и при радиоуглеродном датировании, единичные даты использовать для корреляции нельзя. В исследуе-



**Б**



мой части разреза нужны минимум три OSL датировки, чтобы иметь возможность выбраковки «отскочивших» значений.

В интервале до 50 тыс. лет OSL датировки обнаруживают хорошую сходимость с радиоуглеродными данными [29, 38, 42, 44]. Следует лишь учитывать, что люминесцентные возрасты рассчитываются в «календарных» годах, т. е. они должны превышать значения некалиброванного радиоуглеродного возраста на несколько тысяч лет. Корректность оптико-люминесцентного метода для более древних пород оценивается по сериям OSL дат, полученных из отложений известного геологического возраста. Таковы морские пески, отложенные во время последней межледниковой трансгрессии. Она обычно относится к МИС 5е, т. е. интервалу примерно 130–117 тыс. лет, установленному по уран-ториевым датировкам кораллов и калиброванному по астрономической кривой солнечной радиации. На левом притоке Печоры, р. Сула (рис. 1, 4) мы получили несколько заниженную оценку возраста для прибрежно-морской толщи с бореальными моллюсками, ана-

логичную результату из типового эемского разреза в Дании. Среднее значение OSL возраста в Дании равно  $119 \pm 2$  [39], а по 16 равномерно распределенным по разрезу пробам на р. Сула  $112 \pm 2$  тыс. лет назад (рис. 3) [40]. Это означает преуменьшение возраста на 14 % по отношению к началу эемской трансгрессии и на 4 % по отношению к началу регрессии. Является ли эта недооценка особенностью данного варианта OSL датирования (протокол SAR), пока неясно. В любом случае систематическая ошибка и разброс значений не очень велики и допускают использование этого метода в корреляционных целях, тем более что в большинстве случаев за пределами радиоуглеродного интервала альтернативы OSL датированию нет, а надежность TL-метода явно ниже.

Рассматриваемые ниже OSL даты (кроме дат из работы [29]) получены в лаборатории люминесцентного датирования Ун-та г. Орхус, Дания, под руководством А. Миггау. Измерялась люминесценция зерен кварца, стимулированных синезеленым и синим светом по протоколу SAR (регенерированная доза единого множителя), при-

нятому после многочисленных экспериментов с другими технологиями [39]. Уран-ториевые и обычные радиоуглеродные датировки путем сжигания больших объемов органического материала выполнены в лаборатории геохронологии СПбГУ под руководством Х. А. Арсланова (префикс ЛУ-) и в лаборатории г. Тронхейм, Норвегия (префикс Т-). Датирование микродоз органики с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS-метод) выполнены в Ун-те г. Упсала, Швеция (префиксы Ua-, TUa-), в США (Beta Analytic, префикс Beta-) и лаборатории Lawrence-Livermore (CAMS-). Растительные остатки для AMS датирования отобраны Н. Birks в Ун-те г. Берген.

**Межледниковый маркер.** Ключевой вопрос корреляции – выделение и прослеживание маркирующих горизонтов – для верхов печорского плейстоцена не нашел надежного решения с помощью литологической дифференциации моренных толщ из-за многократного ледникового переотложения и смешения материала. Как и в Центральной России, главными маркерами остаются межморенные горизонты с признаками климата не хуже современного. В первую очередь это морская толща бореальной трансгрессии, которая в Заполярье повсеместно подстилает верхний ледниковый комплекс. Во многих случаях она дислоцирована и выведена в виде гляциотектонических гряд выше 100-метровой изогипсы [20]. В условиях нормального залегания ее кровля обычно наблюдается на отметках не более 50–70 м.

Отложения с морской бореальной фауной, свидетельствующие о затоплении арктических низин теплыми водами Атлантики, традиционно сопоставлялись с микулинским межледниковым горизонтом Центральной России и со всей МИС 5 (130–80 тыс. лет назад). Мы предполагали их эквивалентность европейскому эму, который единогласно считается синхронным изотопной подстадии 5e (130–117 тыс. лет назад.). Полученные нами OSL даты из верхней части разреза осадков бореальной трансгрессии (см. выше) дали возраст, хотя и несколько меньший указанного интервала, но гораздо древнее 80 тыс. лет назад.

Несмотря на многочисленные попытки, включая и бурение донных осадков озер, доказанные континентальные аналоги бореальных морских слоев в Печорском бассейне пока не установлены. Осадки с органикой в широтном колоне Печоры оказались либо палеоботанически невыразительными (Освань), либо дали слишком древние (более 140 тыс. лет назад) люминесцентные даты (Гарево, рис. 1, 18). К среднему плейстоцену, без сомнения, относятся и другие известные находки ископаемого торфа (рис. 1, 22, 33).

В Зауралье имеются хорошие естественные разрезы континентальных отложений последнего межледниковья, а морские отложения известны

лишь на Ямале и Гыдане к северу от 68,5° с. ш. По спорово-пыльцевым данным аллювий последнего межледниковья был установлен в обнажениях Надымской Оби еще в 60-х гг. [16]. Однако позднее в связи с появлением конечных радиоуглеродных датировок вся видимая часть плейстоценового разреза была отнесена к последнему оледенению, а межледниковый возраст был приписан морским слоям, залегающим ниже уровня моря [4]. Невалидность сибирских радиоуглеродных дат 70-х гг. из смешанного растительного детрита частично признавалась уже тогда для случаев инверсии возраста. Наши исследования 2000–2002 гг. на Нижней Оби показали, что замолочено также большинство и других опубликованных радиоуглеродных датировок.

Опорный разрез низов верхнего плейстоцена представлен в северной тайге торфяником у с. Шурышкары (рис. 1, 11, 4), который считался типичным представителем ранней стадии так называемого «каргинского» межледниковья с возрастом 50–44 тыс. лет назад. Автохтонный торфяник длиной в полкилометра необычной для Сибири метровой мощности с южнотаежными спорово-пыльцевыми спектрами не оставляет сомнения в межледниковой обстановке его накопления, что согласуется и с тремя запредельными радиоуглеродными датами [4]. Оценки возраста уран-ториевым методом  $133 \pm 14$  и  $141,1 \pm 11,7$  тыс. лет выглядят слегка завышенными, особенно на фоне трех OSL дат (две 100 и одна 82 тыс. лет назад). Но ясно, что весь набор данных можно отнести только к последнему межледниковью, вероятно, в объеме МИС 5e [8].

Другой разрез осадков того же возраста представлен песчаным аллювием с прослоем торфа на правобережной террасе Надымской Оби высотой 40–50 м у р. Пяк-Яхи (рис. 1, 13, 4), где в 60-х гг. были получены спорово-пыльцевая диаграмма южнотаежного типа и радиоуглеродная дата более 57 тыс. лет [16]. Соответственно нижележащие толщи признавались среднеплейстоценовыми [16, 21]. Однако в 70-е гг. они были отнесены к верхнему плейстоцену [4] и фигурировали в региональных схемах в виде харсонимских, лохподгортских и салехардоувальских слоев каргинского и сартанского горизонтов. Все попытки радиоуглеродного датирования пяхинского аллювия дали только запредельные даты, список которых теперь состоит из шести определений по разным слоям аллювиальной толщи [9, 25]. Применение OSL метода принесло четыре даты в интервале от 125 до 138 тыс. лет назад (рис. 4). Эти геохронометрические данные вкуче с межледниковой спорово-пыльцевой характеристикой и присутствием мощных линз торфа в разрезе позволяют уверенно отнести пях-яхинские слои к основанию верхнего плейстоцена, как это сделал В. А. Зубаков 40 лет

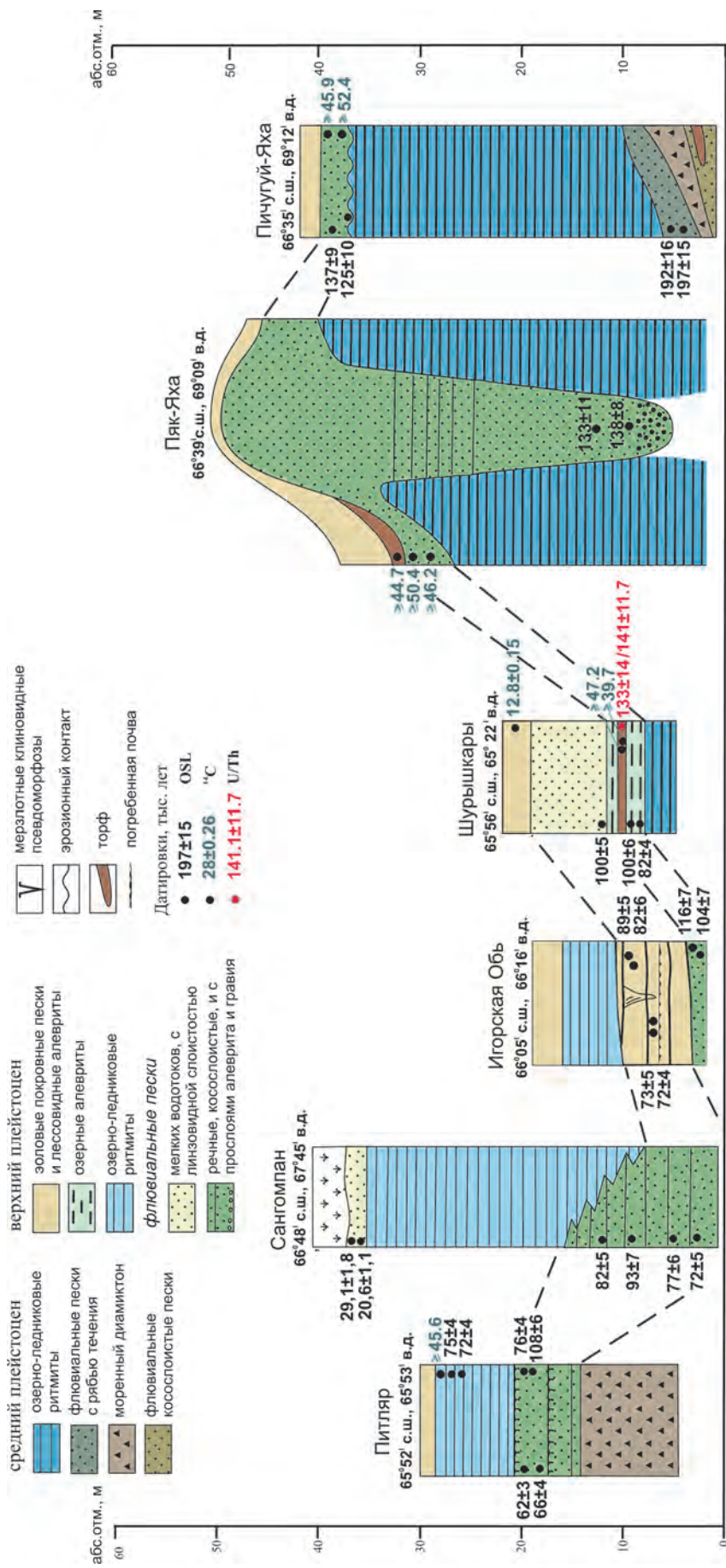


Рис. 4. Корреляция верхнеплейстоценовых отложений вдоль долины Нижней Оби (разрезы 11–13 и 23–25 на рис. 1)

назад [16]. В центре Западно-Сибирской Арктики их замещают морские слои с примесью бореальных моллюсков и похожими OSL датами (см. статью Д. В. Назарова в этом номере).

**Нижний ледниковый комплекс.** Моренные и водноледниковые отложения конца среднего плейстоцена распространены широко, но во многих случаях принимались за верхнеплейстоценовые на основании сомнительных радиоуглеродных датировок на пределе метода, полученных в 70–80-е гг. из подстилающих пород. Таковы озерные и ледниковые отложения на реках Урдюжская Виска (см. выше), Шапкина и Сейда, считавшиеся верхневалдайскими из-за  $^{14}\text{C}$  дат в интервале 48–41 тыс. лет назад [2, 3].

Нами специально изучен разрез якобы верхневалдайских морен в современной тундре на р. Сейда (Лодмашелье по [3]), (рис. 1, 22, 3, Б, Л), где в песчано-алевритовом слое под нагромождением диамиктовых слоев мощностью 20 м вскрывается выдержанный на протяжении 300 м торфяник толщиной до 1 м. Для него опубликована  $^{14}\text{C}$  дата 43,8 тыс. лет назад [3]. Однако Л. А. Дурягина здесь выявила богатые южнотаежные спектры с преобладанием пылцы древесных растений (до 80–90 %) [1]. OSL датирование показало, что сейдинская моренная толща залегает под эоловыми песками с возрастом  $143 \pm 12$  тыс. лет назад. Фрагменты песчаных тел в моренной толще дали 10 OSL дат в интервале 170–144 тыс. лет назад (среднее 152 тыс. лет). Три образца из подстилающего торфа и связанного с ним песка имеют средний люминесцентный возраст 185 тыс. лет. Независимая оценка возраста торфяника уран-ториевым методом показала  $200 \pm 30$  тыс. лет назад [25]. Эти датировки и межледниковый характер спорово-пыльцевых спектров опровергают конечный радиоуглеродный возраст и говорят о том, что сейдинская морена отложена в конце среднего плейстоцена (МИС 6) [26].

Богатый органикой межледниковый аллювий с лесными спорово-пыльцевыми спектрами и тоже со «средневалдайскими» радиоуглеродными датами в интервале 47,2–42,6 тыс. лет назад подстилает и шапкинскую морену. Несоответствие палеонтологической характеристики радиоуглеродным датам привело геологов Коми филиала РАН к выводу о [40] среднеплейстоценовом возрасте шапкинской морены [1, 14]. Вообще заключения о возрасте осадочных тел, сделанные только на основании отдельных конечных датировок на пределе возможностей радиоуглеродного метода, трудно считать обоснованными. Необходимо учитывать серии дат, палеонтологическую характеристику и положение в разрезе. Так, мощные моренные толщи южнее Полярного круга на левобережье Печоры южнее р. Сула (рис. 1, 2), перекрытые морскими отложениями с бореальной фауной и серией OSL возрастов порядка 112 тыс. лет назад [38, 40], могут относиться только к среднеплей-

стоценовому оледенению, независимо от того, попадают ли в подморенных осадках конечные радиоуглеродные даты.

За Уралом среднеплейстоценовые морены повсюду слагают междуречья вдоль Нижней Оби [26], что следует из межледникового возраста перекрывающих шурьшкарских и пяк-яхинских слоев (рис. 4). Мы имеем в виду хашгортские, салехардоувальские, лохподгортские и прочие ледниковые слои [4], выделенные из салехардской свиты Г. И. Лазукова. При прослеживании этих морен к северу и западу подтвердилось полное отсутствие свежих ледниковых ландшафтов [21] вплоть до  $67^\circ 30'$  с. ш. Вместо них в безозерных предгорьях вплоть до подножия Горного Урала господствуют длинные солифлюкционные плащи, редкие болота и останцы морозного выветривания скальных пород [6, 26]. Даже у подножия гипербазитового массива морена сложена в основном обломками западно-сибирских глин при почти полном отсутствии уральских валунов – карьер у р. Ханмей,  $66^\circ 43'$  с. ш.,  $66^\circ 08'$  в. д. (рис. 1, 10). Залегание на ней флювиогляциальные пески показали OSL возраст  $199 \pm 15$  и  $204 \pm 25$  тыс. лет назад [26].

**Верхний ледниковый комплекс.** Его залегание поверх морской бореальной толщи сомнений не вызывает, так как наблюдается и в естественных разрезах Нижней Печоры [38, 46], и в многочисленных скважинах [20]. Попытки изобразить так называемую мореюскую свиту с бореальными моллюсками в виде чехла террасы, вложенной в верхний ледниковый комплекс [15], основаны на структурно-геологической ошибке: на самом деле бореальная морская толща на р. Море-Ю залегает в виде отторгнутых блоков в верхней морене [10] (рис. 5). Площадное распространение верхнеплейстоценовых ледниковых осадков установлено путем сплошной интерпретации аэрофотоснимков средних масштабов и отечественных космических снимков (рис. 2) [28]. При этом обнаружено еще больше выраженных в рельефе моренных дуг, однозначно свидетельствующих о надвигании шельфовых ледников на Полярный Урал [6].

Кардинальный вопрос позднеплейстоценовой палеогеографии – возраст последнего оледенения – не решается радиоуглеродным анализом ввиду того, что подморенные отложения повсюду выходят за возрастной предел этого метода. Надежнее максимальный возраст оледенения определяется путем датирования осадочных толщ, перекрывающих верхнюю морену, особенно тонкозернистых, легко деформируемых осадков без следов последующего надвигания мощных льдов. Таких разрезов в Приуральском Заполярье известно уже много [8–10, 26, 27, 29, 30, 33, 36, 38], например, надморенные озерные осадки в обн. 16 (рис. 5). Разрезы с наиболее ясной надморенной позицией и максимальным количеством геохронометрических определений показаны на рис. 6 в виде меридионального

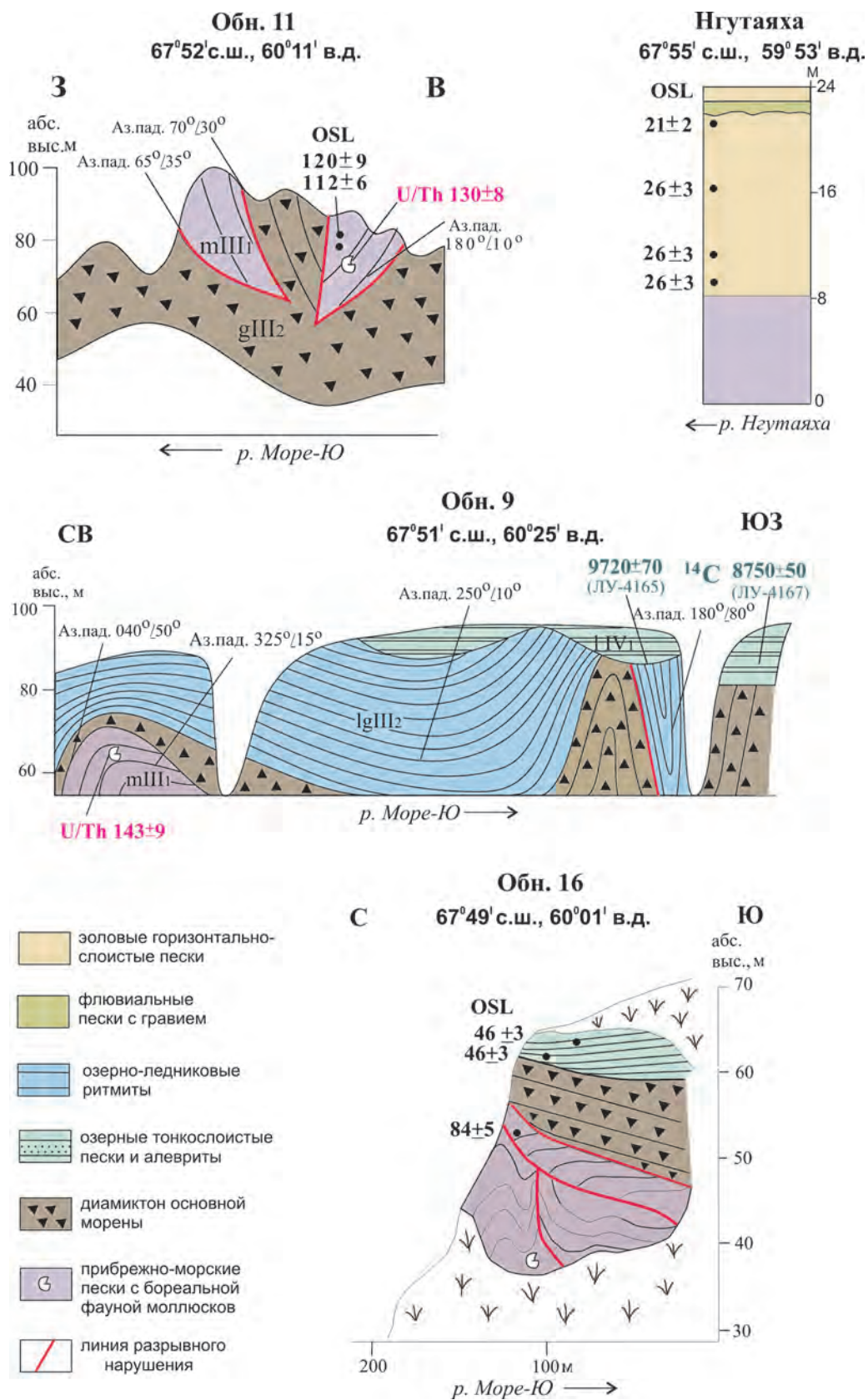
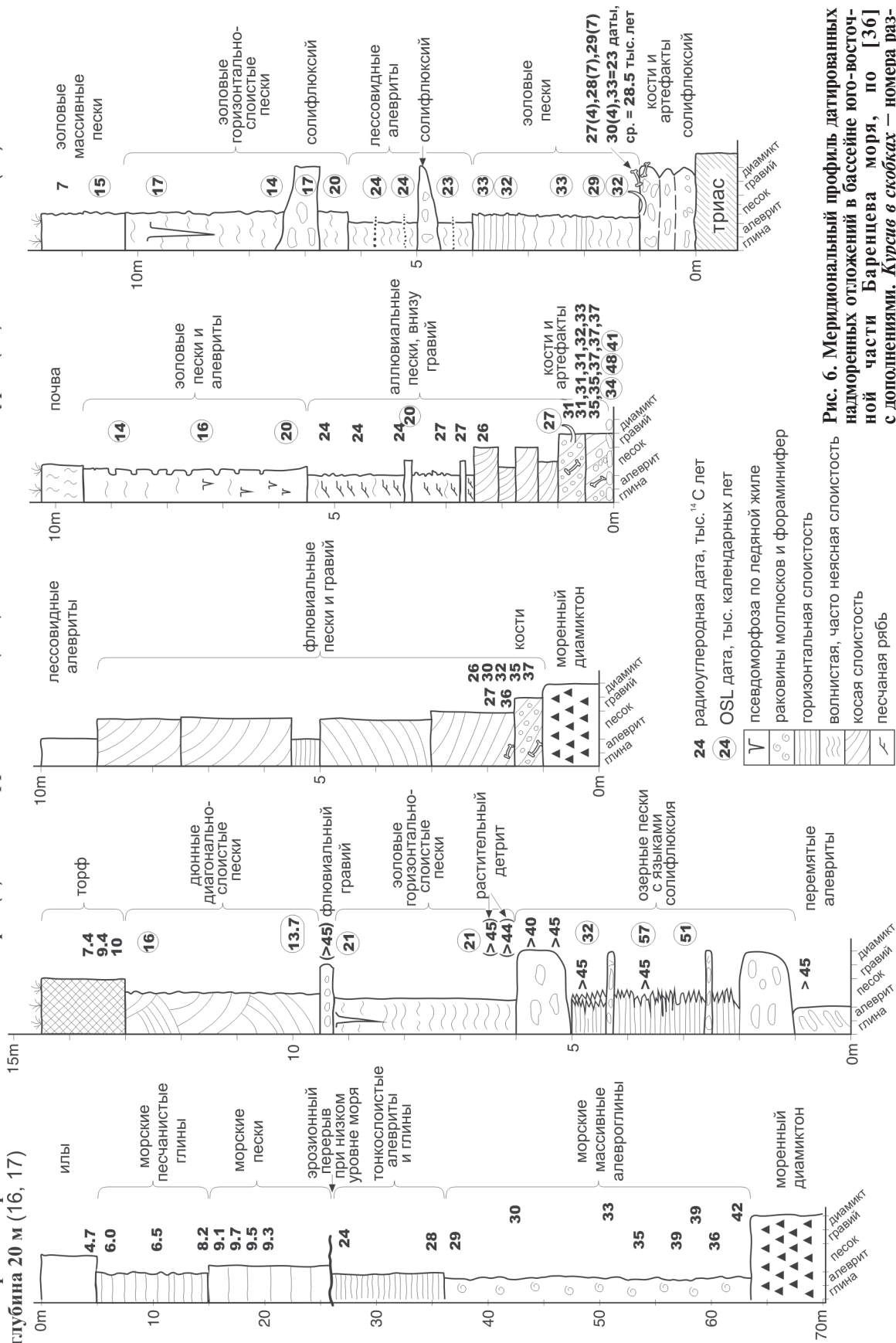


Рис. 5. Датировки плейстоценовых отложений в бассейне р. Море-Ю (8 на рис. 1), по [10] с дополнениями. Возраст указан в тыс. лет. Обн. 11 совпадает со стратотипом «мореюской свиты» по [15]

**С** Печорское море глубина 20 м (16, 17) **Тиманский Берег (2)** **Террасы Колвы (6, 7)** **Мамонтовая Курья (27)** **Бызовая (26)** **Ю**



**Рис. 6. Меридиональный профиль датированных надморенных отложений в бассейне юго-восточной части Баренцева моря, по [36] с дополнениями. Курсив в скобках – номера разрезов на рис. 1. См. также рис. 2, Б**

профиля от г. Печора до ближнего шельфа Баренцева моря. Многочисленные датировки на открытых палеолитических стоянках с тысячами костей крупных млекопитающих, перекрытых только аллювиальными песками и субаэральными алевритами (Бызовая на Печоре, 65° с. ш. и Мамонтовая Курья во второй террасе р. Уса, Полярный круг), однозначно свидетельствуют о том, что последнее оледенение в этих местах состоялось ранее 40 тыс. лет назад. Даже на самой северной палеолитической стоянке Пымва-Шор (67° 10' с. ш., 60° 50' в. д.) (рис. 1, 28) получена серия  $^{14}\text{C}$  дат в интервале от 26 до 13 тыс. лет назад [38].

Многие другие разрезы также отражают длинную послеледниковую историю Тимано-Уральской области, например, Тиманский Берег (рис. 1, 2), где морену можно найти лишь под серией разнообразных континентальных образований с датировками до 57 тыс. люминесцентных лет (рис. 6) [38]. Еще мощнее (более 60 м) серия послеледниковых отложений, вскрытых скважинами в Печорском море (рис. 1, 16, 17), с AMS датами в интервале 42–24 тыс. лет [30]. Большой отрезок геологического времени, истекший с момента последнего ледникового надвига, фиксируется и тремя надпойменными террасами крупных притоков Печоры. Особенно выразительны русловой гравий и пески второй террасы, вскрытые многими карьерами на р. Колва, где постоянно находят крупные костные остатки типа черепов мамонтов с  $^{14}\text{C}$  датами от 37 до 25 тыс. лет назад, т. е. теми же, что на палеолитических стоянках [38]. Аналогичные террасы есть и на других реках, например, на р. Бол. Роговая, где в русловом гравии найден двухметровый мамонтовый бивень с  $^{14}\text{C}$  возрастом  $34\,910 \pm 810$  лет назад (ЛУ-4452) (рис. 3, Б, 4), а пески пойменной фации дали OSL даты  $24,8 \pm 1,9$ ,  $23,8 \pm 1,6$  и  $22,3 \pm 1,4$  тыс. лет назад (рис. 3, Б, 5). Из третьей террасы, переходящей в долинные зандры, получены OSL даты  $77 \pm 6$  и  $75 \pm 6$  тыс. лет назад (рис. 3, Б, 6).

**Два оледенения в первой половине позднего плейстоцена?** Корреляция ледниковых стадий встречает немалые затруднения из-за недостаточной точности OSL датирования. Разброс значений в пределах одного ледникового горизонта может иногда достигать 15–20 тыс. лет. Характерны разрезы краевой зоны харьбейских морен [28] в верховьях р. Бол. Роговая (рис. 3, Б, 2, 3) вдоль контакта подпрудного озера Коми с краем ледника. Здесь озерные алевриты и мелкие пески с рябью течения вверх по разрезу переходят в косослоистые пески с прослоями галечника. Датировкам 128 и 124 тыс. лет назад доверять нельзя, так как они получены по глубоководным пескам и алевритам. Дата 57 тыс. лет назад относится либо к кроющим, более молодым галечникам, либо является «отскоком». Остальные 8 дат дают среднее значение 82,4 тыс. лет назад, относящиеся к флювиогляциальной дель-

те, наращивающей донные осадки приледникового озера Коми. Ввиду OSL возрастов 70–77 из долинных зандров и третьей террасы, врезанных в харьбейскую морену, приходится думать, что это среднее значение и есть возраст последнего ледникового надвига на широте 67–68°.

Этот вывод проверяется статистикой OSL дат по изученным разрезам 18–22 и 26 (рис. 1, 3, Б), вскрывающим немые пляжевые и дельтовые отложения озера Коми с псевдоморфозами по ПЖЛ [38]. Простое среднее по 27 образцам равно  $90 \pm 11$ , а взвешенное среднее (с учетом стандартного отклонения) —  $82 \pm 1,2$  тыс. лет [43]. Интервал возможного возраста озера Коми (и соответствующего ледникового покрова), который находится между 90 и 80 тыс. лет назад, изображен в правой колонке рис. 7, в [43].

Однако такой возраст характеризует лишь верхний ледниковый комплекс Предуралья. Западнее, на Нижней Печоре хорошо промытые пески под мархидской (рис. 1, 31) мореной, считавшиеся аллювиальными, дали серию из 15 OSL возрастов от 70 до 53, среднее 62,5 тыс. лет. В обн. Верхняя Куя (рис. 1, 5) из подморенных промытых песков с обломками раковин морских моллюсков получено 7 дат от 89 до 57, среднее 72 тыс. лет. Надморенные эоловые пески этого разреза дали 8 OSL дат в интервале от 21 до 13,7 тыс. лет назад. Эти данные заставляют думать, что последний ледниковый надвиг на Печоре произошел позднее, чем вблизи Урала (рис. 7). Его минимальный возраст определен  $^{14}\text{C}$  датами 42 и 39 тыс. лет назад из послеледниковой морской толщи на дне Печорского моря и OSL датами 57 и 51 тыс. лет назад на Тиманском Берегу (рис. 6).

Похожая схема с двумя ледниковыми стадиями в первой половине позднего плейстоцена независимо получена и исследованиями в бассейне р. Мезень, где обнаружены две подвижки арктических ледников, следующие за ранним ледниковым максимумом. В последний раз шельфовые ледники наступали после мезенской морской ингрессии около 60 тыс. лет назад [35]. Вполне возможно, что на Печоре аналогами мезенских морских слоев с субарктической фауной являются подморенные пески Верх. Куи и Мархиды. Две ледниковые стадии с соответствующими подпрудными озерами около 80 и 60 тыс. лет назад реконструированы и на Северном Таймыре [43].

В Западной Сибири вторая ледниковая стадия, отделенная морской ингрессией, пока не обнаружена [43]. Хотя на Ямале и Гыдане давно известны морские глины с арктической фауной, лежащие на реликтовых глетчерных льдах первого оледенения позднего плейстоцена, они не перекрыты более молодыми ледниковыми образованиями. В левой части рис. 4 можно видеть разрезы датированных ритмитов, в том числе ленточных глин, отложенных в прилед-

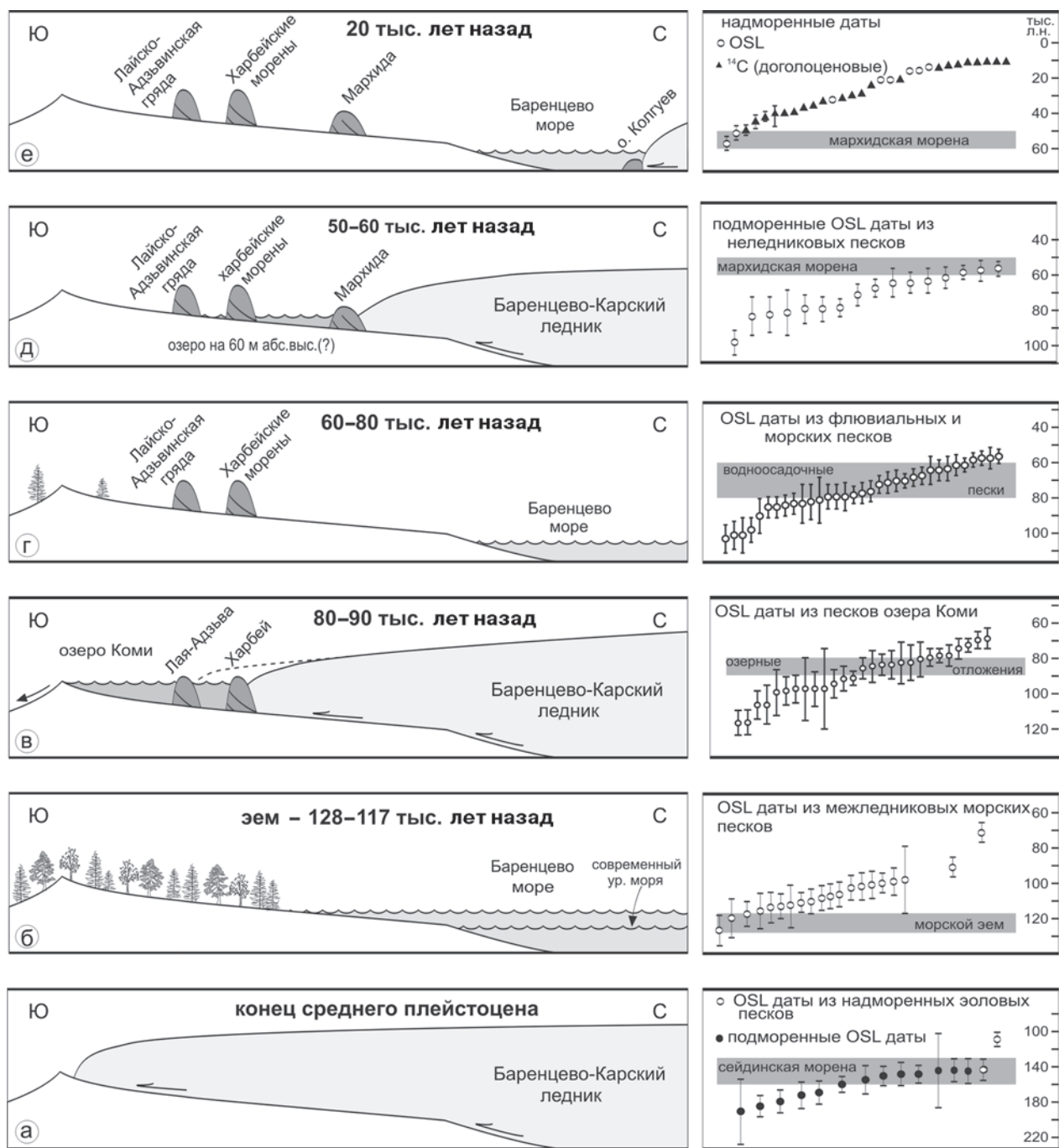


Рис. 7. Распределение датировок по стратиграфическим уровням нижнеплейстоценового периода, по [43] с дополнениями. В правой колонке заливкой показаны интерпретированные геохронологические интервалы вместе с лабораторными значениями возраста

никовом озере к югу от сопкейских морен (рис. 1, 2). Среднее из 12 OSL дат по субаэральным и аллювиальным пескам в основании ритмов равно 79 тыс. лет назад, причем очевидно отсутствие перерыва между накоплением этих песков и ритмов [27]. Это подчеркнуто датами 75 и 72 тыс. лет из песков регрессивной фации приледникового озера в Питляре (рис. 4). Большой перерыв фиксируется лишь в кровле ритмов: OSL даты 29 и 21 тыс. лет в Сангом-

пане, а также  $^{14}\text{C}$  даты 35, 28 и 25 тыс. лет из покровного слоя ниже по течению Оби [9].

Кроме дат из осадков подпрудного озера на Оби, оценку возраста последнего оледенения Западной Сибири дает также датирование перекрывающих основную морену отложений. Западнее моста через р. Ерката, Южный Ямал, можно видеть мощную залежь дислоцированного сланцевого льда, перекрытого ленточными глинами. На глинах лежит толща немых,

хорошо промытых песков с взбегающей рябью течения (озерные или морские?), а выше — массивные эоловые пески. Пески дали 4 OSL даты со средним значением 65 тыс. лет (рис. 8), вполне подтверждающие возраст предшествовавшего оледенения порядка 70–80 тыс. лет.

Шведско-американской экспедицией изучена серия обнажений на западном побережье Ямала (рис. 1, 15) [29]. Морена последнего оледенения с залежами глетчерного льда здесь кроется не аллювием, а озерно-болотными илами с торфом, давшими шесть  $^{14}\text{C}$  дат в интервале 33–28 тыс. лет и три люминесцентные даты 45, 41 и 36 тыс. лет. Как и на Печоре, плейстоценовый разрез венчается эоловыми песками и алевритами с ледяными жилами и  $^{14}\text{C}$  датами 28–12 и люминесцентными датами 33–13 тыс. лет (рис. 9). Авторы заключили, что последний ледниковый надвиг со стороны Карского моря здесь состоялся в интервале от 80 до 60 тыс. лет назад [29]. Этот результат находится в полном согласии с последовательной серией надморенных радиоуглеродных дат от 37 до 17 тыс. лет назад, полученных Ю. К. Васильчуком из надморенных алевритов с жильными льдами на Се-Яхе, Восточный Ямал [11].

**Покровный комплекс.** Характернейшим элементом приуральского плейстоцена является плащ покровных отложений, кардинально от-



Рис. 8. OSL даты в тыс. лет из песков, залегающих на мощных пластах реликтового льда на р. Ерката, Южный Ямал, по [27] (14 на рис. 1)

Местные стратиграфические подразделения	Генетическая интерпретация	Литологическая колонка	Радиоуглеродные датировки ( $10^3$ $^{14}\text{C}$ лет)	Датировки методом оптически стимулированной люминесценции ( $10^3$ лет)	Календарный возраст ( $10^3$ лет)	
чумские пески	эоловые пески		$0.08 \pm 0.04$ $0.62 \pm 0.06$		< 1.0	
ненецкий торфяник	торфяник		$1.0 \pm 0.04$ $1.5 \pm 0.01$		от 1.0 до 9.0	
горизонт Betula	граница леса		$8.0 \pm 0.06$ $8.9 \pm 0.06$ $8.3 \pm 0.06$	$8.0 \pm 0.08$ $8.0 \pm 0.06$ $8.1 \pm 0.09$ $8.6 \pm 0.06$	от 9.0 до 10.0	
байдарацкие пески	эоловые покровные пески и флювиальные пески		$12.2 \pm 0.08$ $13.2 \pm 0.08$ $13.0 \pm 0.08$ $13.8 \pm 0.08$ $14.1 \pm 0.10$ $15.0 \pm 0.12$ $16.4 \pm 0.12$	$13.1 \pm 0.10$ $14.0 \pm 0.10$ $14.0 \pm 0.10$ $14.3 \pm 0.09$ $15.0 \pm 0.10$	$13 \pm 1$ от 13 до 20	
оленьи пески	эоловые пески		$28.2 \pm 0.4$ $28.3 \pm 0.4$ $25.1 \pm 0.6$	$27.4 \pm 0.3$ $26.2 \pm 0.3$ $28.6 \pm 0.4$ $28.0 \pm 0.4$ $28.3 \pm 0.4$ $28.4 \pm 0.3$	$30 \pm 3$ $33 \pm 3$ $36 \pm 3$	от 30 до 35
варьяхинские торфяники и алевриты	осадки мелких озер		$32.7 \pm 0.6$ $32.4 \pm 0.5$	$41 \pm 4$ $45 \pm 4$	от 35 до 45	
карский диамиктон	морена покровного оледенения		$36.0 \pm 0.4$ $43.1 \pm 1.5$		от 60 до 80	
лабсуйяхинские пески	дельтовые и прибрежно морские осадки		$>41.9$ $>55.5$ $35.1 \pm 1.0$ $31.1 \pm 0.4$	$>26$ $>31.5$ $40.9 \pm 1.6$ $35.4 \pm 0.3$ $42.0 \pm 0.1$	>100	

Рис. 9. Сводная колонка датированных надморенных отложений по серии обнажений в районе полярной станции Марресале, п-ов Ямал [29] (15 на рис. 1).

плащ покровных отложений, кардинально отличающийся разрез Полярного Приуралья от классических ледниковых областей поздней висло, где таких осадков нет. Он легко распознается в качестве верхнего структурного яруса мощностью 1–10, чаще 2–3 м, облекающего весь современный рельеф, включая речные террасы. В его подошве встречаются горизонты псевдоморфоз по повторно-жильным льдам (ПЖЛ) или линзы солифлюкционного диамиктона. Чередующиеся в покровном комплексе осадки четырех генетических типов хорошо изучены в Северной Европе и на Аляске [34]. Два генетических типа, представленные закрепленными дюнными песками и лессовидными алевритами, описывались и в Европейской России южнее границы валдайского оледенения. На Русском Севере покровный комплекс изучался мало, что привело к неверной интерпретации его составных частей, чреватой грубыми стратиграфическими ошибками. Мощные скопления древних дюнных песков можно видеть в большинстве разрезов низины Баренцева побережья [38] (напр., 2 на рис. 2 и 6), а также вдоль строящейся дороги Нарьян-Мар – Харьяха. Лессовидные алевриты чаще встречаются вдоль Урала, особенно на Нижней Оби.

Осадки третьего типа, покровные пески с тонкой волнистой слоистостью, обычные на североамериканских равнинах, в России нередко описывались как перигляциальный аллювий или даже озерные отложения, якобы покрывающие низкие речные террасы [2, 3]. В ошибочности такой интерпретации несложно убедиться, прослеживая покровные пески, которые тянутся с площадок террас на склоны долин, не меняя своего фациального облика тонкослоистых песков и крупных алевритов желто-палевого цвета [38]. Для них типично отсутствие следов водной ряби и диагональной слоистости, принесенных льдом крупных обломков, прослоев заиления или какой-либо водной органики. Зато присутствуют мелкие морозобойные клинья, волнистые слои с бугорками и вмятинами сантиметровой амплитуды, ожелезненные корнеходы, иногда прослойки эфемерных почв смешанной структуры с редкими угольками. В Европе и Америке такие осадки квалифицируются как niveйно-эоловые, т.е. отложенные сильными приземными ветрами, в основном в зимнее время, вместе с пластами снега. При весеннем протаивании снега и образуется типичная для покровных песков волнистая слоистость [34]. Наиболее яркие разрезы покровных песков можно видеть вдоль Печоры: на диамиктовом слое в верхнем конце разреза Мархида (рис. 1, 31, 2), у сел Акись, Няша-Бож, Денисовка, поверх солифлюксия на палеолитической стоянке Бызовой (рис. 1, 26). Они прекрасно обнажены в карьере Аксарки (рис. 1, 12).

Четвертый элемент покровного комплекса, связанный с расчлененным рельефом, представ-

лен рыхлыми грубообломочными диамиктами с мелкими складками оползания и нормальными сбросами в подошве. В окрестностях Воркуты этот диамиктовый плащ, который следует в канавах с междуречий на площадки речных террас, местами может достигать мощности 3–4 м. Тонкие линзы и языки темного диамиктона нередки в низах покровных песков на Средней Печоре (Бызовая, Акись) и Нижней Оби (Аксарка). Эти явно солифлюкционные отложения иногда описывались в качестве «верхней морены» (напр. [4, 21]), что внесло немалую путаницу в местную стратиграфию.

Именно покровный комплекс дал большинство конечных радиоуглеродных дат (в основном по крупным костям) и параллельно – серию OSL дат в интервале 26–13 тыс. лет назад. Таковы покровные пески р. Куя (рис. 1, 5), Мархида (31), палеолитических стоянок Мамонтова Курья, Бызовая (рис. 6) [38]. В бассейне Море-Ю это мощные эоловые пески приморской низменности с OSL возрастом 23–26 тыс. лет назад (Нгутаяха на рис. 5). Еще севернее на р. Коротайха (68° 40' с. ш., 61° 26' в. д., рис. 1, 9) на морене до уреза реки лежат покровные пески с прослойками алеврита мощностью 11 м, которые дали 6 OSL дат в интервале от 15 ± 1,8 до 13,1 ± 0,9 тыс. лет назад. У подножия этого обнажения найдены два зуба мамонта хорошей сохранности с <sup>14</sup>C возрастом 34,6 ± 1,3 (Ua-14891) и 35,1 ± 2 (Ua-14890) тыс. лет, происходящие явно из надморенной толщи. Как известно, пластины зубной эмали долго не сохраняются даже в обычных субаэральных условиях, не говоря уже о ледниковых.

Большинство остатков мамонтовой фауны с конечными <sup>14</sup>C датами найдены либо в покровных плащах (рис. 1, 26 и 6), либо в основании обнажений мощного покровного слоя. Особенно обильны такие находки на Нижней Оби, где они дают даты наиболее холодного интервала МИС 2, т. е. от 25–15 тыс. лет назад [9]. Западнее Урала единичные <sup>14</sup>C даты в этом интервале получены только по растительному детриту.

**Верхневалдайские ледниковые образования.** Итак, вместо следов ледниковой седиментации в интервале МИС 2 по обе стороны Урала наблюдается типично субаэральный тонкозернистый покров с яркими признаками ветровой деятельности в условиях мощной мерзлоты. В отличие от Зауралья, на западе он абиотичен, что объясняется влиянием стоковых ветров с баренцевоморского ледника (рис. 1). Признаков недавнего оледенения не удается обнаружить и в большинстве горных долин. По данным датирования валунов по космогенному изотопу <sup>10</sup>Be, только в 1 км от современного ледника оз. Кузты (рис. 1, 34) морены имеют возраст порядка 20–25 тыс. лет назад. Ниже по ледниковой долине такие датировки дают значения в интервале 60–52 тыс. лет [22]. Этот результат не столь удивителен, если учесть позицию Полярного

Урала к востоку от грандиозного ледникового барьера Фенноскандии и Баренцева шельфа, перехватывавшего всю атмосферную влагу и иссушавшего арктические равнины.

Многолетние исследования приуральского плейстоцена с применением новейших геохронометрических методов дали следующие результаты:

– впервые по обе стороны Урала геохронометрически скоррелированы главные маркеры верхнего плейстоцена. Оказалось, что не только слою бореальной трансгрессии Европейской России, но и континентальные каргинские слои Нижней Оби принадлежат к первому термомеру верхнего плейстоцена, т. е. коррелятивны эму и микулину;

– последнее покровное оледенение заполярных равнин произошло за пределами интервала радиоуглеродного датирования, не позднее 50 тыс. лет назад;

– позднплейстоценовое оледенение к западу от Урала имело две активные стадии, возраст которых приблизительно может быть определен как 80–90 и около 60 тыс. лет назад;

– древний человек мигрировал в Арктику не позднее 40 тыс. лет назад, когда восстановились ландшафты, благоприятные для фауны мамонтового комплекса;

– ни на равнинах, ни в горах не отмечено крупных ледниковых явлений позднего валдая. С интервалом в 25–15 тыс. лет назад связано наиболее активное развитие эоловых процессов в условиях холодного аридного климата, неблагоприятного для биоты;

– дальнейший прогресс в познании позднего плейстоцена Русского Севера следует связывать с получением непрерывных записей климатических колебаний в осадках крупных озер и с увеличением точности люминесцентного датирования.

Обсуждаемые в статье результаты получены при совместных русско-норвежских исследованиях и при многолетней финансовой поддержке со стороны Research Council of Norway. Помимо авторов, в получении полевых данных активно участвовали М. Henriksen, Н. Heggen (Университет г. Берген), П. Ю. Павлов (Коми НЦ Уро РАН), А. Д. Матюшков (ВСЕГЕИ), Д. В. Назаров (СПбГУ). Большую помощь в организации полевых работ оказали И. В. Дервянко (Полярноуралгеология) и В. Г. Штро (экостанция Ин-та экологии растений и животных Уро РАН). Мы глубоко признательны всем перечисленным лицам и организациям.

1. *Андреичева Л. Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: Уро РАН, 2002. 322 с.

2. *Арсланов Х. А., Лавров А. С., Лядов В. В.* и др. Радиоуглеродная хронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины //

Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 68–81.

3. *Арсланов Х. А., Лавров А. С., Потапенко Л. М.* и др. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: 1987. С. 101–111.

4. *Архипов С. А., Вотих М. Р., Гольберт А. В.* и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.

5. *Астахов В. И.* Новые данные о деятельности позднплейстоценовых карских ледников в Западной Сибири // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1981. Т. 494. С. 34–41.

6. *Астахов В. И.* Фотогеология северного плейстоцена: успехи и проблемы // Регион. геология и металлогения. 2004. № 21. С. 27–44.

7. *Астахов В. И.* О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.

8. *Астахов В. И., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е.* и др. Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Докл. РАН. 2005. Т. 401(1). С. 95–99.

9. *Астахов В. И., Арсланов Х. А., Назаров Д. В.* Возраст мамонтовой фауны на Нижней Оби // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 253–257.

10. *Астахов В. И., Свенсен Й. И.* Возраст остатков плейстоценового ледника в Большеземельской тундре // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 4. С. 534–538.

11. *Васильчук Ю. К., Котляков В. М.* Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 616 с.

12. *Гольберт А. В., Гудина В. И., Зудин А. Н.* и др. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 151–178.

13. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 1 000 000, нов. серия, лист Q-40,41 (Воркута). Карта четвертичных отложений / Авт. Хлебников В. К., Волкова Н. Г., Генералов П. П. и др. Л.: Аэрогеология, 1974.

14. *Гуслицер Б. И., Дурягина Д. А., Кочев Д. А.* Возраст рельефообразующих морен в бассейне Нижней Печоры и граница распространения последнего покровного ледника // Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР. Вып. 54. 1985. С. 97–107.

15. *Зархидзе В. С.* Мореюская свита (казанцевский горизонт) Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа: БашФАН СССР, 1972. С. 83–86.

16. *Зубаков В. А., Левковская Г. М.* Стратиграфия новейших отложений низовьев р. Оби // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 62–83.

17. *Калецкая М. С.* О центрах оледенений на крайнем Северо-Востоке Европейской части СССР // ДАН СССР. Т. 135. 1960. № 4. С. 925–928.

18. Карта четвертичных отложений европейской части СССР и прилегающих территорий, м-б 1 : 1 500 000 / Под ред. И. И. Краснова. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 16 л.

19. *Лаврушин Ю. А., Эпштейн О. Г.* Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных разрезов) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2001. № 64. С. 35–60.

20. *Лаврушин Ю. А., Чистякова И. А., Гайдаманчук А. С.* и др. Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской

тундры. Литология кайнозойских отложений. М.: ГИН АН СССР, 1989. С. 3–51.

21. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М.: Изд-во МГУ, 1970. 322 с.

22. Мангеруд Я., Госс Дж., Матюшков А. и Дольвик Т. Поздневалдайский (поздневислинский) ледниковый максимум на Полярном Урале // Тез. докл. международного совещания «Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. С. 61.

23. Сулержицкий Л. Д. Микробное загрязнение органического вещества из вечной мерзлоты, наблюдаемое при радиоуглеродном датировании // Криосфера Земли. 1998. Т. 2. № 2. С. 76–80.

24. Четвертичные оледенения на территории СССР / Под ред. А. А. Величко, Л. Л. Исаевой, М. А. Фаустовой. М.: Наука, 1987. 118 с.

25. Яхимович В. Л., Зархидзе В. С., Афанасьева Т. А. Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (горы Гамбурцева и Яран-Мусюр). Препринт БНЦУРО АН СССР. Уфа, 1992. 12 с.

26. Astakhov V. Middle Pleistocene glaciations of the Russian North // Quaternary Sci. Rev. 2004. Vol. 23 (11–13). P. 1285–1311.

27. Astakhov V. I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 607–621.

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

29. Forman S. L., Ingolfsson O., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Res. 2002. Vol. 57. P. 355–370.

30. Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J. I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31(1–4). P. 451–472.

31. Halvorsen L. S. Palaeovegetation and environment during Weichselian stadials and interstadials at Mamontovaya Kurja and Sokolova in the Pechora basin, northern Russia. Cand. Scient. thesis. Univ. of Bergen. 2000. 68 p.

32. Henriksen M., Mangerud J., Maslenikova O. et al. Weichselian stratigraphy and glaciotectonic deformation along the lower Pechora river, Arctic Russia // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31 (1–4). P. 297–319.

33. Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A. et al. Lake stratigraphy implies an 80 000 yr delayed melting of buried dead ice in northern Russia // J. of Quaternary Sci. 2003. Vol. 18(7). P. 663–679.

34. Koster E. A. Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: a review // J. of Quaternary Sci. 1988. Vol. 3. P. 69–83.

35. Larsen E., Kjaer K., Demidov I. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of Northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35(3). P. 394–424.

36. Mangerud J., Astakhov V., Svendsen J. I. The extent of the Barents-Kara Ice Sheet during the Last Glacial Maximum // Quaternary Sci. Rev. 2002. Vol. 21 (1–3). P. 111–119.

37. Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Sci. Rev. 2004. Vol. 23 (11–13). P. 1313–1332.

38. Mangerud J., Svendsen J. I., Astakhov V. I. Age and extent of the Barents and Kara Sea ice sheets in Northern Russia // Boreas. 1999. Vol. 28 (1). P. 46–80.

39. Murray A. S., Olley J. M. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review // Geochronometria. 2002. Vol. 21. P. 1–16.

40. Murray A. S., Svendsen J. I., Mangerud J., Astakhov V. I. Testing the accuracy of quartz OSL dating using a known age Eemian site on the Sula river, Northern Russia // Quaternary Geochronology. 2007. Vol. 2. P. 102–109.

41. Paus A., Svendsen J. I., Matiouchkov A. Late Weichselian (Valdaian) and Holocene vegetation and environmental history of the northern Timan Ridge, European Arctic Russia // Quaternary Sci. Rev. 2003. Vol. 22. P. 2285–2302.

42. Pavlov P., Svendsen J. I., Indrelid S. Human presence in the European Arctic nearly 40 000 years ago // Nature. 2001. Vol. 413. P. 64–67.

43. Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. 2004. Vol. 23 (11–13). P. 1229–1271.

44. Svendsen J. I., Pavlov P. Mamontovaya Kurja: an enigmatic, nearly 40 000 years old Paleolithic site in the Russian Arctic // Trabalhos de Arqueologia. 2003. Lisboa, Instituto Portugues de Arqueologia. Vol. 33. P. 109–120.

45. Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J. The margin of the last Barents-Kara ice sheet at Markhida, Northern Russia // Quaternary Res. 1995. Vol. 44. P. 328–340.

46. Tveranger J., Astakhov V., Mangerud J., Svendsen J. I. Signature of the last shelf-centered glaciation at a key section in the Pechora Basin, Arctic Russia // J. of Quaternary Sci. 1998. Vol. 13 (3). P. 189–203.