

СРЕДНИЙ И ПОЗДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ¹

В.И. Астахов

Введение

Стратиграфия и палеогеография плейстоцена в огромном регионе Западной Сибири всегда являлась полем догадок различной степени обоснованности. В последние 15 лет после большого перерыва произошел резкий прирост результатов исследований сибирского плейстоцена, в основном благодаря притоку научных сил и средств из Западной Европы и частично Северной Америки. Он был обеспечен как широким площадным охватом работ на севере Евразии, включая акваторию Северного Ледовитого океана, так и улучшенной технологической базой геохронометрии. Новые данные по северу Западной Сибири можно найти в отчетах по программе QUEEN (Quaternary Environment of Northern Eurasia) Европейского научного фонда [Forman et al., 2002; Astakhov, 2006], в последующих статьях о международных проектах [Астахов и др., 2005, 2007; Астахов, Мангеруд, 2005, 2007; Назаров, 2007], а также в текущей сводке результатов датирования верхнего неоплейстоцена [Астахов, Назаров, в печати]. Рассмотрев состояние вопроса, я коснусь главных итогов новейших исследований, существенно меняющих представления о последних этапах геологической истории западносибирского Севера и их корреляции с европейским плейстоценом.

Традиционная сибирская стратиграфия

Основная часть данных стратиграфических и седиментологических исследований Севера в 1960–70-е гг. суммирована в региональных стратиграфических схемах Западно-Сибирской равнины 1967, 1978, 1988 и 1999 гг., которые принципи-

ально мало различаются. Для этих схем, составленных в основном сотрудниками Сибирского отделения РАН (до 1991 г. – АН СССР), характерны: а) формальное следование стратиграфической номенклатуре 1950–60-х гг., разработанной В.Н. Саксом и геологами эпохи мелкомасштабных геологических съемок; б) усиленный акцент на данных радиоуглеродного (¹⁴C) и термoluminesцентного (ТЛ) датирования, а также микропалеонтологических исследований.

В основе схемы В.Н. Сакса лежит представление о преимущественно морском типе геологического разреза плейстоцена севера сибирских равнин с двумя мощными морскими горизонтами в новочетвертичное время. Разделяющие и подстилающие их ледниковые отложения имеют заметно меньшую мощность [Сакс, 1953]. Следствием этого взгляда явился неизбежный вывод о принципиально ином типе геологической истории Сибири по сравнению с Западной Европой, где континентальное осадконакопление прерывалась лишь двумя кратковременными вторжениями моря: голштейнским в среднем плейстоцене и земским – в позднем плейстоцене. В дальнейшем этот «морской уклон» привел к распространению в Сибири физически невероятных моделей одновременности трансгрессий и оледенений, и даже к откровенному антигляциализму [Каплянская, Тарноградский, 1975]. В позднейших стратиграфических схемах Западной Сибири количество вторжений Северного Ледовитого океана за последние 300 тыс. лет достигло четырех, включая две бореальные трансгрессии в позднем плейстоцене. Многолетние усилия сотрудников СО РАН были направлены на сохранение и развитие

¹Примечание от редакторов: считаем необходимым обратить внимание читателей на то, что в полемической статье В.И. Астахова приведена незаслуженно резкая критика стратиграфической схемы четвертичных отложений Н.Н. Урванцева – В.Н. Сакса, которая являлась основой при составлении стратиграфических схем Западной и Восточной Сибири. Схема Урванцева–Сакса была предложена в середине XX в. (1948–1953 гг.) и сыграла важную положительную роль в исследованиях второй половины XX в.; в прикладной геологии она успешно используется и в настоящее время. По нашему мнению, вносить что-то новое в стратиграфию плейстоцена региона возможно не только на основе анализе данных середины XX в., но обязательно с учетом новейшего фактического материала и геологической литературы, включая работы всех исследователей, часто имеющих разные мнения. К сожалению, анализ работ ряда ведущих специалистов, не согласных с выводами В.И. Астахова, в его статье отсутствует.

Сейчас приходится только восхищаться и удивляться прозорливости В.Н. Сакса, заложившего четкую последовательность ледниковых и межледниковых событий четвертичного периода в Сибири задолго до разработки методов датирования плейстоцена. В настоящее время по отношению к схеме В.Н. Сакса ведется лишь уточнение возраста отдельных горизонтов позднего неоплейстоцена и их положения в стратотипах на основе новых методов датирования.

этой «сибирской» системы взглядов, невзирая на противоречия, возраставшие по мере накопления фактического материала. Более систематичная хронологическая интерпретация давалась в работах В.А. Зубакова [1972, 1986], но в сибирских схемах она использовалась мало.

Попытки пересмотра схемы В.Н. Сакса начались уже в 1960-е гг. в работах С.Л. Троицкого [1966], который, считая казанцевскую и каргинскую фауны моллюсков неотличимыми, подверг сомнению главную опору верхнеплейстоценовой стратиграфии Сибири. Глобальной ревизии тогда достичь не удалось, поскольку даже в центральных регионах России все еще господствовали представления А.И. Москвитина об особом типе ледниковой истории с двумя межледниковьями в позднем плейстоцене. Использование ^{14}C метода в его первоначальной упрощенной форме вдохнуло новую жизнь в схему В.Н. Сакса в виде модифицированной по североамериканскому образцу схемы верхнего плейстоцена Н.В. Кинд [1974]. Главным идейным пунктом этой схемы явилась «презумпция абсолютного возраста», который тогда считался синонимом радиоуглеродного. Вера в непогрешимость разрозненных ^{14}C дат привела к пониманию сибирских горизонтов не как региональных корреляционных таксонов, а как чисто хронологических интервалов, и к их явочному использованию в качестве общих стратиграфических подразделений. Как будет видно далее, эта тенденция, основанная на игнорировании Стратиграфического кодекса, явилась источником многих заблуждений и интерпретационных ошибок.

Средний плейстоцен

Наиболее характерным пунктом схемы В.Н. Сакса явилось представление о морском генезисе мощной толщи маловалунных диамиктонов и глинистых ритмитов с рассеянными раковинами арктических моллюсков, описанной в качестве санчуговского горизонта межледниковой природы. При его прослеживании на юг от стратотипической местности Усть-Порта (рис. 1, № 2) выяснилось, что санчуговские диамикты переходят в среднеплейстоценовые морены без примеси морской фауны (рис. 1–2, №№ 10–11). Этот факт вызвал появление популярных в 1950–60-е гг. гибридных схем гляциомаринизма, предполагавших движение ледниковых масс с возвышенностей Урала и Средней Сибири к центру одновременного морского бассейна в низменности, нередко с юга на север [Лазуков, 1970; Зубаков, 1972].

Однако специальное седиментологическое исследование нижне-енисейского стратотипа (рис. 1, № 2) сотрудиниками ВСЕГЕИ с очевидностью продемонстрировало ледниковую природу сан-

чуговских диамиктов, обнаруживающих все черты основной морены, включая незакономерные примеси остатков морской фауны (в том числе меловой) и блоки переотложенных морских глин и песков [Каплянская, Тарноградский, 1975]. В соответствии со Стратиграфическим кодексом указанные исследователи заменили санчуговскую морскую свиту «санчуговской мореной». Во время международной экскурсии по Оби в 1978 г. сам В.Н. Сакс признал ошибочность диагностики мощных диамиктов в качестве морских осадков.

Одновременно выяснилось, что минеральный состав среднеплейстоценовых диамиктовых пород, конфигурация напорных сооружений, их высотное распространение, ориентировка галек полностью противоречат конглоэнтному движению ледников возвышенностей в низменную часть Западной Сибири. Основная масса дирекционных структур ясно указывает на расползание льдов вверх по уклону местности, с Карского шельфа и низин западносибирской Арктики на возвышенности Средней Сибири и Урала с отметками более 600 м [Астахов, 1977, 2004]. Понятно, что такие «антиорографические» пути разноса терригенных компонентов исключают какие-либо морские обстановки для конца среднего неоплейстоцена. Поэтому большинство сторонников гляциомаринизма (за исключением разве что В.А. Зубакова) постепенно отказались от этой идеи.

Указанный выше радикальный выход из трудного положения, созданного слабой седиментологической базой 1940–50-х гг., оказался неприемлемым для С.А. Архипова и других ученых СО РАН, которые вместо упразднения санчуговской морской свиты предпочли перенести это наименование на среднюю часть того же стратона. Было предложено считать «санчуговскими» только глины с арктической фауной, представляющее, по их мнению, второе межледниковье среднего плейстоцена. В схеме 1988 г. [Решение ..., 1990] аналогами санчуговских глин на Енисее признаны яковлевские пески В.А. Зубакова [1972], каковые В.Н. Сакс [1953] раньше называл мессовскими и помещал под свой санчуговский горизонт. В схеме 1999 г. санчуговские глины с арктической микрофауной в противоречии с климатической стратиграфией скоррелированы с пупковскими слоями В.А. Зубакова, содержащими бореальную фауну [Унифицированная ..., 2000]. В скважинах на Нижней Оби на основании скудных находок недоразвитых арктических фораминифер под салехардской свитой Г.И. Лазукова [1970] аналоги нового «санчуговского» горизонта были выделены в качестве салекардских морских слоев на уровне морской изотопной стадии (МИС) 7 [Архипов и др., 1977; Решение ..., 1990].

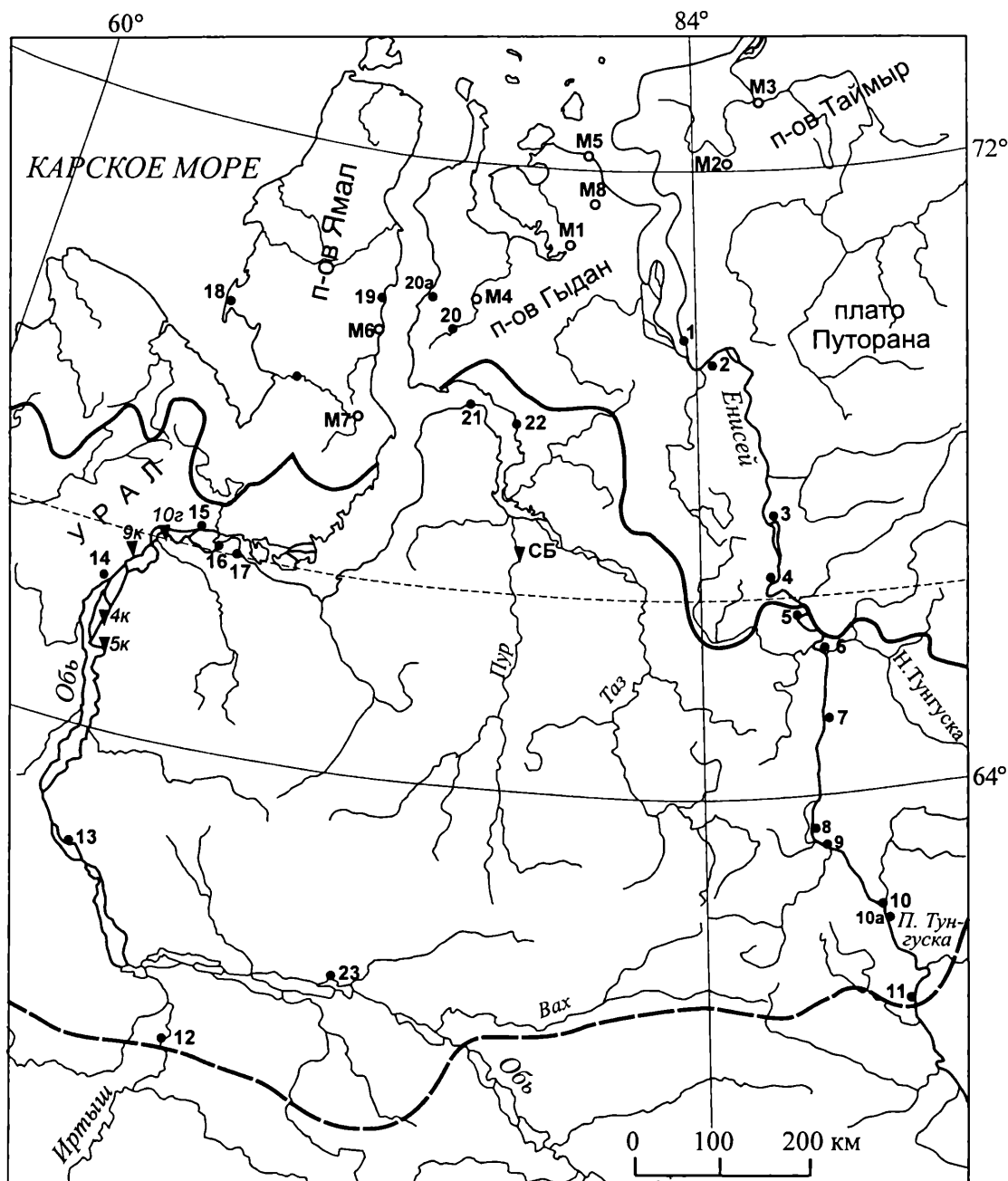


Рис. 1. Расположение указанных в тексте объектов

Границы покровных ледников: прерывистая линия – плейстоценового максимума, сплошная – поздненеоплейстоценового максимума. Радиоуглеродный возраст залегающих с поверхности мерзлых тканей мамонтов: М1 – 33.5 ± 1.1 тыс. лет назад (л.н.), мамонт Шмидта у оз. Ямбута; М2 – 35.8 ± 1.2 тыс. л.н., мамонт на р. Моховая; М3 – 25.1 ± 0.5 тыс. лет, Пясинский мамонт; М4 – 10 тыс. л.н., Юрибейский мамонт [Сулержицкий, 1997]; М5 – 30.1 ± 0.3 тыс. л.н., нога мамонта на мысе Лескина (по Ф.А. Каплянской и Л.Д. Сулержицкому [Astakhov, 1998]); М6 – 39.1 ± 1.4 тыс. л.н., мамонтенок Маша [Томирдиаро, Тихонов, 1999]; М7 – 41.9 тыс. л.н., мамонтенок Люба; М8 – 17 тыс. л.н., Монгоченский мамонт (М7 и М8 – неопубликованные сообщения AMS ^{14}C лаборатории Гронингенского университета, Нидерланды). Опорные разрезы среднего и верхнего неоплейстоцена [Архипов, Матвеева, 1964; Левина, 1964; Зубаков, 1972; Архипов и др., 1977, 1992; Каплянская, Тарноградский, 1974; Кинд, 1974; Астахов, 1989; Сухорукова и др., 1991; Васильчук, Котляков, 2000; Астахов и др., 2005; Астахов, Мангеруд, 2005, 2007; Астахов и др., 2007; Назаров, 2007; Forman et al., 2002]: 1 – мыс Каргинский, 2 – Малая Хета, Никитинский Яр; 3 – Игарка, 4 – Полой, 5 – Коношелье, 6 – Большой Шар, 7 – Пупково, 8 – Канготово, 9 – Алинское, 10 – Бахта, 10а – Мирное, 11 – Хahalевка, 12 – Семейка и Чембакчино, 13 – Кормужиханка, 14 – Шурышкары, 15 – Сангомпан, 16 – Харсоим, 17 – Пяк-Яха и Пичугуй-Яха, 18 – Марресале, 19 – Сеяха, 20 – Юрибей 2; 20а – р. Тадибей-Яха, 21 – мыс Наблюдений, 22 – Белая Яра и Нюнтеда-Яха; 23 – Мега. Скважины: 5к – Лохкари, 4к – Хашгорт, 9к – Катравож, 10г – Салехард, СБ – Самбург.

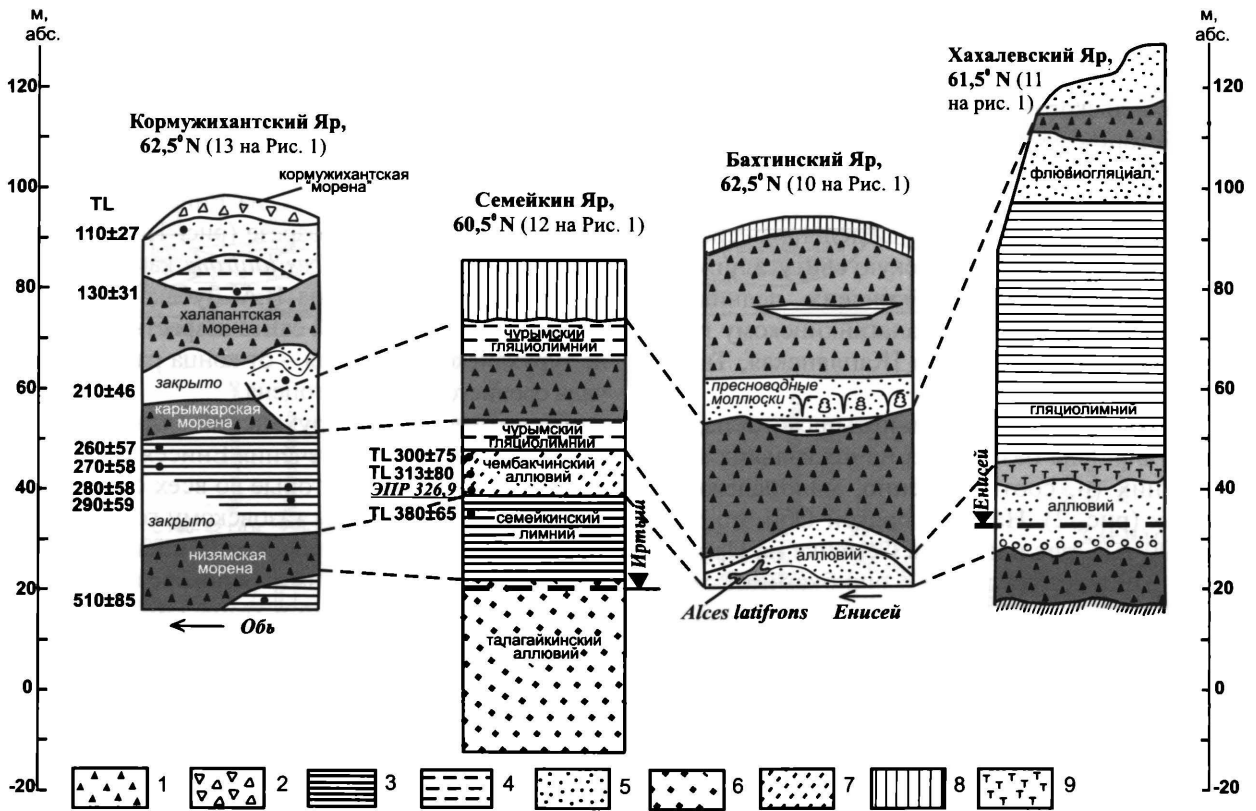


Рис. 2. Опорные разрезы среднего неоплейстоцена ледниковой зоны Западной Сибири

Кормужихантский Яр по С.А. Архипову [1989а]; Семейкинский Яр по Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградскому [1974]; Бактинский Яр по С.А. Архипову и О.В. Матвеевой [1964]; Хахалевский Яр по Т.П. Левиной [1964] (ТЛ и ЭПР даты по С.А. Архипову [1989а], С.А. Архипову и Г. Линке [1987]). 1 – плотный диамиктон основной морены; 2 – рыхлый диамиктон солифлюкционного типа; 3 – озерный глинистый ритм; 3 – глины с прослоями песков; 4 – пески разнозернистые, 5 – мелкие пески с прослоями алеврита; 6 – пески, алевриты, глины; 7 – лессовидные алевриты и пески; 8 – торф с прослоями песка.

Таким путем из первоначального объема санчуговской свиты были «выкроены» тазовский ледниковый, новый санчуговский межледниковый и самаровский ледниковый горизонты [Архипов, 1998; Унифицированная ..., 2000]. Этот итог невозможно расценить иначе, как признание климатостратиграфической бесполезности санчуговского горизонта *sensu stricto*. Если еще есть исследователи, склонные пользоваться санчуговским горизонтом, то им надо каждый раз уточнять его объем: а) по В.Н. Саксу; б) по Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградскому; в) по С.А. Архипову. Именно во избежание этой путаницы Стратиграфический кодекс (ст. XII.9) прямо запрещает использование старого названия для частей того же стратона.

В сибирских региональных схемах средний неоплейстоцен традиционно трактуется на основе признания двух ледниковых горизонтов: самаровского (максимального оледенения) и тазовского, скопированных в свое время с днепровского и московского горизонтов центральной России. Самостоятельность самаровского и тазовского

ледниковых горизонтов надежно не обоснована, поскольку разделяющие их ширтинские пески не доставили бесспорных палеонтологических свидетельств межледникового климата. Однако среднеплейстоценовый возраст самаровской и вышележащих морен Субарктики ясен по двум причинам: а) перекрывающего плаща лессовидных отложений с погребенными почвами и торфяниками межледникового типа; б) подстилающей толщи тобольского межледникового аллювия. Последний часто встречается в основании видимого разреза Нижнего Иртыша и Средней Оби, где содержит карпологическую «флору диагональных песков». Широко развитые русловые пески, таежные спорово-пыльцевые спектры с участием кедр, обилием папоротников, элементы тихоокеанской растительности и раковины теплолюбивых пресноводных моллюсков *Corbicula tibetensis* говорят о том, что климат был не только теплее, но и влажнее современного [Архипов, Волкова, 1994].

В перигляциальной зоне в единичных разрезах Тобольского материка встречены остатки животных среднеплейстоценового комплекса – *Palae-*

oloxodon, *Megaloceros* и др. Чаше встречаются кости млекопитающих нижнеплейстоценовой фауны тираспольского типа. Поэтому нижнюю часть тобольского аллювия относят к нижнему неоплейстоцену, а верхнюю – к предледниковому среднему неоплейстоцену. С этим согласуется разбивка разреза Семейка (рис. 2), где верхняя, более глинистая часть аллювия определена в среднеплейстоценовую чембакчинскую свиту, а нижняя, отделенная толщей семейкинских ледниково-озерных глин, отнесена к талагайкинскому горизонту нижнего плейстоцена [Каплянская, Тарноградский, 1974].

Дальняя корреляция обь-иртышского подморенного аллювия базируется на нескольких весьма древних (и, соответственно, малонадежных) ТЛ датах (рис. 2). На Белогорской Оби это даты 280 и 290 тыс. лет назад, а в Семейке на Иртыше – 300 и 313 тыс. лет назад с ошибками от 56 до 80 тыс. лет [Архипов, 1989б]. Более надежной выглядит дата методом электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) раковин корбикул, давшая в Семейке значение 326,9 тыс. лет назад [Архипов, Линке, 1987]. С.А. Архипов [1989а] предложил корреляцию верхнетобольского (чембакчинского) аллювия с гольштейном, хотя средний ЭПР возраст последнего не превышает 220 тыс. лет назад [Linke et al., 1985].

В зоне морских трансгрессий предположительные аналоги подморенного аллювия, которые встречаются в кернах отдельных скважин (в частности, обские морские слои), относятся к тобольскому хроностратиграфическому уровню на основании единичных ТЛ дат типа 306 и 370 тыс. лет назад [Архипов и др., 1992], что как будто согласуется с ЭПР датой 327 тыс. лет назад из семейкинского обнажения (рис. 2; см. [Архипов, 1989а]). В. И. Гудина [1976], выделившая обский комплекс фораминифер с *Miliolinella pyriformis*, считала его показательным для сибирского гольштейна. Однако позже оказалось, что такая микрофауна встречена трижды в разных интервалах разреза, и потому не может быть корреляционным сигналом [Унифицированная ..., 2000]. Невозможность использования слоев с обским комплексом фораминифер как стратиграфического маркера давно была констатирована В.А. Зубаковым [1972]. Если же учесть, что классический гольштейн имеет ЭПР возраст, по крайней мере на 100 тыс. лет меньше [Linke et al., 1985], то корреляция с ним обских слоев повисает в воздухе.

В практическом отношении более важна проблема внутрирегиональной корреляции. Аналогом тобольского аллювия считаются туруханские аллювиальные пески и глины на Енисее, залегающие под мореной максимального оледенения (рис. 2). Глав-

ное основание для такого сопоставления – спорово-пыльцевые спектры южной тайги с папоротниками на юге ледниковой области [Левина, 1964] и с двумя пиками ели и пихты в более северных разрезах [Архипов, Матвеева, 1964]. Типично среднеплейстоценовой фауны или раковин корбикул, равно как и геохронометрических данных, на Енисее нет. Однако находка в бахтинском разрезе (рис. 1, № 10) кости тираспольского вида *Alces latifrons* как будто говорит в пользу заключения В.А. Зубакова [1972] об аналогичном тобольской свите возрастном интервале туруханского аллювия – от конца раннего до начала среднего неоплейстоцена.

Перекрывающая туруханский аллювий ледниковая толща среднего течения Енисея представлена двумя моренами, которые во всех схемах относятся к самаровскому и тазовскому горизонтам и, таким образом, сопоставляются с карымкарской и халапантской моренами Белогорского материка (рис. 2). Самаровский и тазовский ледниковые комплексы считаются аналогами заальских морен Германии и МИС-8 и МИС-6 соответственно [Архипов, 1989б]. Эта корреляция поддерживается разрозненными ТЛ датами в интервале от 210 до 180 тыс. лет назад из межморенных песков на Оби и Иртыше. Эти слои С.А. Архипов [1989а] почему-то именовал «ширтинскими», хотя в бассейне р. Ширта таких (и каких-либо вообще) дат нет. Единственная геохронометрическая метка в среднем неоплейстоцене Енисея – уран-иониевая дата 170 ± 10 (233 ± 10 по другому способу расчета) тыс. лет назад по морским раковинам из слоев с южно-таежными палинологическими спектрами и спорами реликтового папоротника *Osmunda* в Пупкове (рис. 1, № 7; рис. 3) [Геохронология ..., 1974]. По мнению В.А. Зубакова [1986], эта дата свидетельствует о синхронности пупковского межледниковья МИС-7, что косвенно поддерживает корреляцию самаровского и тазовского горизонтов с МИС-8 и МИС-6 соответственно.

Верхний плейстоцен

Не менее удивительные трансформации пережили и другие горизонты В.Н. Сакса. Так, казанцевский горизонт, представленный в обнажениях близ устья р. Казанцева (Казанка у В.Н. Сакса) в районе Усть-Порта (рис. 1, № 1) подморенными песками с раковинами бореальных моллюсков, включая один вымерший вид, в других районах оказался не похож сам на себя. Сначала геологи-сьемщики, а затем Г.И. Лазуков [1970] применили это название к сангомпанской толще ленточных глин и подстилающих песков без признаков морской жизни, вложенной на Оби в мощную диамиктовую толщу междуречий – салехардскую свиту Г.И. Лазукова (рис. 1, № 15). Основанием для кор-

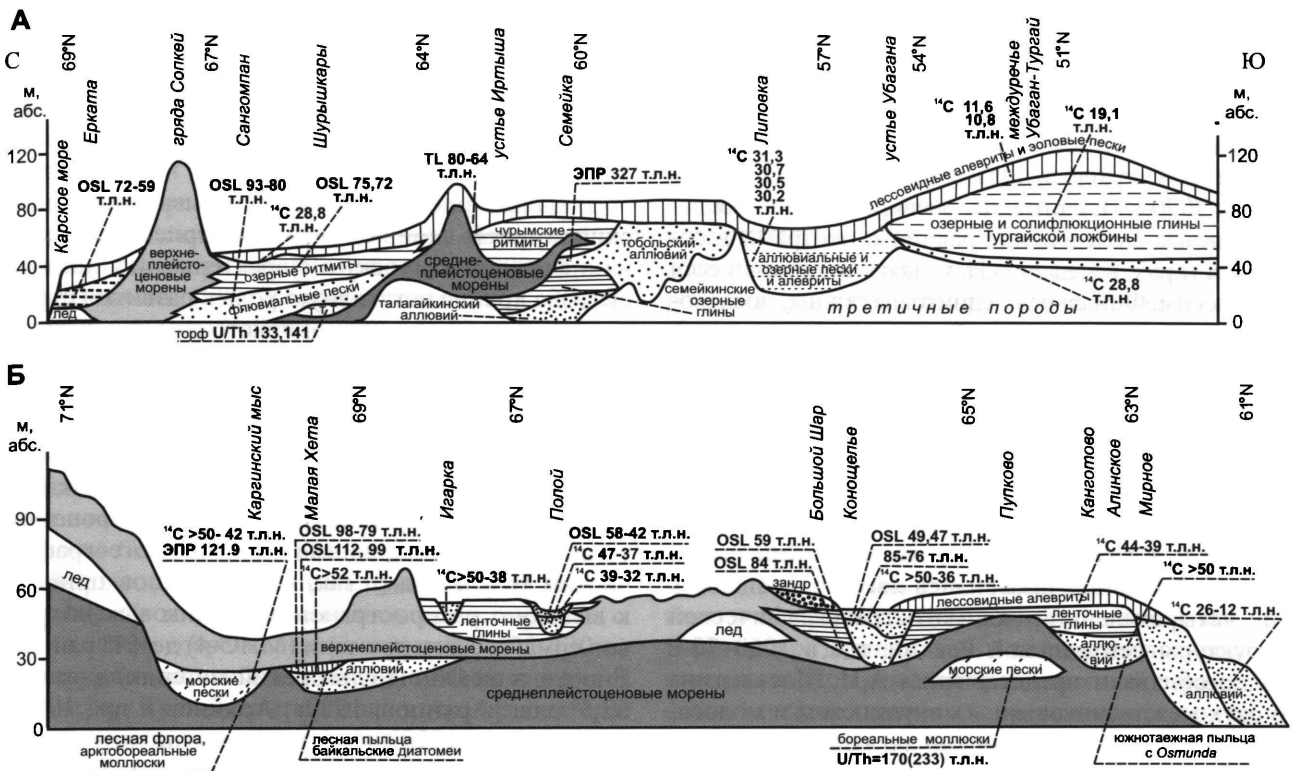


Рис. 3. Меридиональная корреляция датированных плейстоценовых разрезов (см. рис. 1) по профилям: А – Южный Ямал–Обь–Иртыш–Тобол–Тургай; Б – Нижний Енисей (по [Astakhov, 2006] с дополнениями) Горизонтальный масштаб произвольный. Даты даны в тыс. лет назад (т.л.н.). TL – термолюминесцентные даты.

реляции с казанцевскими слоями Енисея явились лишь похожие абсолютные отметки и присутствие лесной пыльцы в нижней части разреза.

Позднее С. А. Архипов с соавторами [1977], пользуясь отдельными конечными ^{14}C датами, резко омолодили корреляционную линейку. Они назвали казанцевскими слои с бореальными фораминиферами, вскрытые скважинами на Оби в совсем другой позиции, а именно – гораздо ниже уровня моря под мощными салехардскими моренами. Далее название «казанцевские» можно было встретить в описаниях разных частей видимого разреза Западной и Средней Сибири. В одних случаях это были немые пески, в других – торфяники с межледниковой флорой, в третьих – даже морские слои более молодой каргинской трансгрессии В.Н. Сакса [Решение ..., 1990; Унифицированная ..., 2000]. Причиной столь свободного использования казанцевской «этикетки» явилось априорное представление об идентичности этого сибирского подразделения и главного термомера верхнего неоплейстоцена.

В континентальных фациях наиболее вероятные представители главного термомера верхнего неоплейстоцена указаны В.А. Зубаковым на вы-

соких террасах Оби и Енисея. Это пяк-яхинский песчаный аллювий с торфяниками и южнотаежными пыльцевыми спектрами, слагающий чехол высокой террасы Надымской Оби (рис. 1, № 17). Цоколь этой террасы сложен диамиктами и ритмитами салехардской толщи [Зубаков, 1972]. Аналогичное положение на 4-й террасе Енисея занимает мирновский аллювий, изученный в районе Алинского (рис. 3, Б) и в 100 км выше у дер. Мирное (рис. 1, №№ 9–10а). Состав древесной пыльцы с обилием пихты и присутствие реликтового папоротника *Osmunda cinnamomea* в автохтонных торфяниках свидетельствуют о климате теплее и влажнее современного. Во всех случаях ^{14}C возраст торфа превышает 50 тыс. лет [Зубаков, 1972].

Еще более странная судьба в конце XX в. постигла каргинский горизонт В.Н. Сакса [1953], который первоначально включал послеледниковый аллювий надпойменной террасы Енисея (рис. 1, № 2) и синхронные ему морские слои мыса Каргинского (рис. 1, № 1). Хотя С.Л. Троицкий [1966], не нашедший особой разницы в каргинской и казанцевской арктобореальных фаунах, считал и эти, и пупковские осадки результатом одного вторжения атлантических вод, комплекс фораминифер

оказался более теплопроводным в каргинских слоях, чем в более древних казанцевских [Левчук, 1984].

Эта казанцевско-каргинская проблема имела решающее значение для расчленения ледникового верхнего неоплейстоцена Сибири, которое вначале также производилось под влиянием схемы В.Н. Сакса. До 1970-х гг. считалось очевидным одно послеказанцевское оледенение равнин с центрами в соседних горах, вслед за В.Н. Саксом именовавшееся зырянским. Финальная ледниковая стадия, последовавшая за позднеледниковой каргинской ингрессией моря, была связана с горно-долинным оледенением, названным В.Н. Саксом [1953] по моренам восточной части Верхоянского хребта сартанским. Эти сугубо местные ледники не выходили за пределы норильских подковообразных морен, замыкающих озерные фьорды плато Путорана.

Как и в случае со средним плейстоценом, в Западной Сибири проявилась явная зависимость от четырехчленной климатостратиграфической структуры центральной России, где в 1960–70-е гг. преобладали представления А.И. Москвитина о двух межледниковьях – микулинском и мологосексинском. Четырехчленная парадигма дала о себе знать в разработанной на основе первых ^{14}C дат схеме Н.В. Кинд [1974]. Введенное в ней представление о двух покровных оледенениях, зырянском и сартанском, разделенных каргинским межледниковьем, легло в основу последующих сибирских схем стратиграфии и палеогеографии позднего неоплейстоцена. Главным пунктом этой схемы явилась презумпция валидности всех конечных ^{14}C дат, не разделяемая, впрочем, выполнявшим анализы Л.Д. Сулержицким. Этот исследователь считал, что большая часть древних конечных ^{14}C дат на севере Сибири происходят из органического материала казанцевского межледниковья [Сулержицкий и др., 1997].

На основании конечных ^{14}C дат явно «теплым», межледниковым отложениям мыса Каргинского и бассейна р. Малой Хеты (рис. 1, №№ 1–2) был приписан возраст 50–23 тыс. лет назад [Кинд, 1974], т.е. они были скоррелированы с холодным средним плейстоценом Западной Европы. Залегаящая сверху морена равнинного оледенения сопоставлялась соответственно с поздней вислой и с 4-й ступенью неоплейстоцена общей шкалы, примерно соответствующей МИС-2. Н.В. Кинд назвала ее «сартанской», хотя никакого отношения к сартанской стадии В.Н. Сакса это равнинное оледенение не имеет. Более того, В.Н. Сакс [1953] вообще не увидел морены, кроющей каргинские отложения, предполагая залегание зырянской морены под каргинскими слоями. С.Л. Троицкий [1967], который указал на эту ошибку В.Н. Сакса и впервые сослался на конечные подморенные ^{14}C

даты в разрезе Малой Хеты, относил эту морену к максимальной (гыданской) стадии зырянского оледенения. Малохетский аллювий является единственным местом, где подморенные конечные ^{14}C даты дали ряд из пяти значений от 43,5 до 35,5 тыс. лет назад [Кинд, 1974].

В дальнейшем тенденция связывать «каргинский возраст» лишь с геохронометрией, невзирая на палеоклиматическую характеристику пород, сыграла крайне негативную роль в развитии стратиграфии сибирского неоплейстоцена, поскольку вместо тщательного изучения опорных разрезов для определения геологического возраста использовались разрозненные ^{14}C даты, часто сомнительного качества.

Стратиграфия последнего ледникового цикла в схемах все более уходила в сторону геохронометрии, приводя к парадоксальным палеогеографическим результатам. Так, С.А. Архипов пришел к выводу о распространении ледниковых покровов ермаковского времени (МИС-4) до 64° с.ш. на Енисее, а на Оби (Белогорский материк) даже до $62,5^{\circ}$ с.ш. [Архипов, 1989а; Архипов и др., 1977; Решение ..., 1990]. Аргументом в пользу столь обширного оледенения послужили: а) ТЛ дата 110 тыс. лет назад из-под плаща маловалунного диамиктона, названного «кормужихантской мореной» (рис. 2) в опорном разрезе Кормужихантский Яр (рис. 1, № 13); б) ТЛ даты 153 ± 15 и 96 ± 9 тыс. лет назад в хашгортской скважине (рис. 1, № 4к), где между ними тоже оказался какой-то диамиктон. Эти скудные радиометрические данные и привели к идее далекого продвижения ледников по долине Оби на уровне МИС-5d. Для раннезырянского времени предложена еще и хашгортская ледниковая стадия на уровне МИС-4, отделенная (в схеме, но не в реальном разрезе) от кормужихантской стадии богдашкинским интерстадиалом, датированным в другом месте [Архипов, 1997; Архипов и др., 1977].

Еще загадочнее выглядит палеогеография каргинского интервала, выделенного не в стратотипе (его нет уже в схеме 1988 г.), а по радиометрических цифрам 50–23 тыс. лет назад. Для этого межледниковья выделяются два теплых интервала, разделенных лохподгортской ледниковой (!) стадией с ^{14}C возрастом 33–30 тыс. лет назад. А между хашгортской и лохподгортской моренами выделен харсоимский (он же нижнекаргинский) подгоризонт с возрастом 50–33 тыс. лет назад. Он базируется на находке в толще салехардских морен прослоя морских глин с единственной конечной ^{14}C датой 36,4 тыс. лет назад по торфу, каким-то образом попавшему в морскую пачку с арктическими фораминиферами [Архипов и др., 1977]. Только на основании ^{14}C дат (но в

противоречии с принципами климатической стратиграфии) явно холодные харсоимские глины объединены в один подгоризонт со следующими событиями и объектами: а) максимумом самой теплопроводной каргинской трансгрессии с бореальными и лузитанскими фораминиферами; б) шурышкарским торфяником, несущим геоботанические свидетельства климата более теплого, чем современный [Решение ..., 1990; Архипов, Волкова, 1994; Унифицированная ..., 2000].

Вышележащий сартанский горизонт тоже не имеет стратотипа, а соответствующее сартанское (позднезырянское) равнинное оледенение реконструируется в основном по недатированным формам рельефа. По мнению С.А. Архипова, оно, хотя и уступало по размерам раннезырянскому, тем не менее покрывало всю западносибирскую Арктику, включая Салехардские Увалы, Тазовский и Гыданский полуострова. Важным пунктом этой максималистской концепции явилось представление о Мансийском озере-море с уровнем до +125–130 м, подпруженном арктической ледниковой плотиной до высоты Тургайского прохода в Аральское море. Его отложениями С.А. Архипов считал покров массивных уртамских алевритов, облекающих все элементы рельефа перигляциальной области до отметок +110 м. Из-под плаща уртамских алевритов получен ряд ^{14}C дат в интервале от 33 до 22 тыс. лет назад [Палеогеография ..., 1980].

Сибирская литература зачастую создает впечатление, что отличия местной модели позднего плейстоцена от западноевропейской носят несущественный характер и легко преодолеваются на уровне корреляции отдельных горизонтов и путем косметических уточнений терминологии. На самом деле эти отличия глубоки и принципиальны. Они иллюстрируются сравнением климатохронологической схемы Западной Европы (рис. 4, А) с итоговой кривой климатических колебаний в Сибири (рис. 4, Б). Палеоклиматы Западной Европы обнаруживают в позднем плейстоцене неуклонное (вплоть до конца плейстоцена) ухудшение климата синхронно с падением уровня Мирового океана. Мелкие интерстадиальные ослабления этой тенденции никогда не приводили к возврату современной природной зональности, и на протяжении всего плейстоцена (т.е. от 74 до 11 тыс. лет назад, или в течение МИС 4–2) господствовали открытые, мерзлые ландшафты типа тундростепи или в лучшем случае лесотундры. В Сибири же предполагаются возвраты климата современного типа или теплее и повышения уровня моря, не имеющие аналогов в остальной части планеты. Иногда в сибирских публикациях каргинский интервал называется мегаинтерстадиалом, а не межледниковьем, что не меняет сути дела: все равно

реконструируются лесные ландшафты межледникового типа. По микрофаунистическим данным, каргинская трансгрессия была самой теплой за весь плейстоцен. На сибирской кривой (рис. 4, Б) фактически просматриваются два межледниково-ледниковых цикла, а не один, как в Европе или Северной Америке (рис. 4, А). По мнению В.А. Зубакова [1986], это просто хронометрическая ошибка. Давно назрела независимая полевая проверка этого расхождения палеоклиматических моделей.

Ревизия традиционной стратиграфии

Методы решения корреляционных проблем

Выход из корреляционного тупика намечился в последние 15–20 лет в связи массовым применением современных методов датирования при совместных исследованиях российской Арктики с западноевропейскими и американскими геологами и новым подходом к интерпретации как лабораторных данных, так и седиментологических признаков. При ревизии традиционной стратиграфии в качестве главного корреляционного сигнала использовались седиментологические, палеонтологические и геохронологические признаки палеоклимата. Геохронометрические метки считались валидными, если они: а) были статистически достоверны; б) не противоречили главному, т.е. палеоклиматическому, корреляционному сигналу.

Новую хронометрическую базу данных составляют полученные российско-норвежской группой 121 дата, выполненные методом оптически стимулированной люминесценции (OSL), 56 определений возраста современной AMS модификацией радиоуглеродного метода (AMS ^{14}C), и 2 уран-ториевые даты [Астахов, Назаров, в печати]; плюс серии из 14 ^{14}C дат с восточного Ямала [Васильчук, 1992], а также 23 AMS ^{14}C определений и 7 люминесцентных дат с западного Ямала [Forman et al., 2002]. Учтены также отдельные, но вполне надежные ^{14}C даты по мерзлым тканям мамонтов (рис. 1). Основная часть прежних разрозненных ^{14}C дат, полученных по крупным объемам органики сомнительного происхождения типа растительного детрита, не использовалась. Новые даты, как правило, дают более высокие (древние) оценки возраста опробованных пород, чем ^{14}C даты, полученные традиционным путем сжигания больших объемов органики, чаще всего смешанной [Астахов и др., 2007]. В случае AMS ^{14}C датирования это достигается за счет тщательного предварительного отбора органических микрочастиц (например, волокон мхов или раковин фораминифер) с тем, чтобы исключить примесь переотложенного материала, особенно древесины, легко подвергающейся загрязнению «молодым» углеродом.



Рис. 4. Сравнение климатической хронологии позднего плейстоцена на севере Западной Европы (А; по [Mangerud, 1989]) с качественным графиком климатических событий Сибири (Б; по С.А. Архипову и В.С. Волковой [1994])

Зачернены интервалы плейстоцена с климатом теплее современного.

Единичная дата рассматривается как хронометрическая метка, которая относительно как по причине погрешности аналитического метода, так и потому, что относится только к объему образца, а не ко всей осадочной толще. Любой хронометрический метод иногда дает отскоки значений, не объяснимые наличным знанием. Для оценки возраста крупного породного объема необходима статистика лабораторных определений. Это особенно очевидно в случае люминесцентного датирования, более подверженного влиянию малоизученных природных факторов.

Примененные в последние годы в арктической зоне Сибири новые методы датирования с помощью люминесцентного сигнала, стимулированного видимым светом или инфракрасным излучением, в целом дали гораздо более устойчивые результаты по сравнению с ранее употреблявшимся ТЛ датированием. Надежность OSL метода проверялась двояким образом: а) параллельными AMS ^{14}C датами; б) сериями OSL дат из отложений заведомо известного геологического возраста. В последнем случае рассматривались последовательности OSL дат из разрезов морских отложений последнего межледниковья с бореальной фауной моллюсков, не вызывающих сомнений. В типовом земском разрезе Дании среднее значение OSL воз-

раста равно 119 ± 2 тыс. лет назад. В другом эксперименте 16 дат, равномерно распределенных по разрезу песков сулинского межледниковья на притоке Печоры, дали среднее значение 112 ± 2 тыс. лет назад. Эти оценки несколько занижены по сравнению с орбитально рассчитанным возрастом этого межледниковья 130–117 тыс. лет назад [Астахов и др., 2007]. Такая ошибка вполне допустима при использовании радиометрических определений в качестве корреляционного сигнала, а не «абсолютного возраста».

Отклонения OSL оценок возраста от некоторого усредненного значения уменьшаются вверх по разрезу, и для второй половины позднего плейстоцена уже сравнимы с колебаниями ^{14}C дат. Это хорошо видно на палеолитических стоянках бассейна Печоры в интервале 40–15 тыс. лет назад [Астахов и др., 2007]. Аналогична ситуация и на севере Сибири, как показывает пример 2-й террасы Енисея в районе пос. Полой (рис. 1, № 4). Здесь мелкие стебли местных кустарничков из песчаного аллювия с прослоями торфа дали серию из 18 AMS ^{14}C дат в интервале от 47 до 26 тыс. лет назад с незначительными для столь древних возрастов инверсиями [Астахов, Мангеруд, 2007]. Даты образуют два кластера со средними значениями 43,9 тыс. лет назад внизу и 36,8 тыс. лет на-

зад в верхней части разреза. Параллельная серия OSL дат песка тоже дала два кластера со средними значениями 48,1 и 43,7 тыс. лет назад. Таким образом, различия возраста верхней и нижней частей аллювия зафиксированы обоими методами. Численные различия ^{14}C и OSL рядов связаны с тем, что люминесцентный сигнал ближе к астрономическому («календарному») возрасту, и на этом уровне должен иметь значения на 4–5 тыс. лет древнее.

Хорошие результаты недавно стало давать уран-ториевое датирование погребенного торфа при условии его изоляции глинистыми пластами от мигрирующего с водой «молодого» урана. В Шурышкарах на Оби (рис. 1, № 14) этим методом впервые получена реалистическая (хотя и слегка завышенная) оценка возраста мощного межледникового торфяника в 133 (по другому расчету – 141) тыс. лет назад [Астахов и др., 2005]. Большинство полученных новых данных по хронологии позднего неоплейстоцена проливают свет и на некоторые проблемы среднего неоплейстоцена.

Первые попытки ревизии

Еще в 1980-х гг. появились первые данные, полностью противоречащие принятым в сибирских схемах палеогеографическим концепциям, в виде последовательной серии ^{14}C возрастов от 30 до 22 тыс. лет назад из мощных льдистых алевритов восточного Ямала и Гыдана, не несущих следов ледниковой седиментации или деформации [Васильчук и др., 1984; Васильчук, Котляков, 2000]. Авторы справедливо заключили, что сохранность таких разрезов не совместима с обширным оледенением Арктики в конце позднего плейстоцена. Эти данные мерзловедов были встречены геологами с недоумением, потому что под именем морских каргинских описывались явно холодные, лессовидные осадки с сингенетическими жильными льдами.

Позднезырянский (МИС-2) возраст последнего сплошного оледенения Арктики опирался на гипотезу Мансийского подпрудного озера [Палеогеография ..., 1980]. Для проверки этой гипотезы был изучен опорный разрез перигляциальных образований в центре равнины вдоль широтного отрезка Оби, где гипотетическое дно приледникового озера теперь находится на отметках +40–50 м (рис. 1, № 23). Оказалось, что в интервале ^{14}C возраста 33–10 тыс. лет назад залегают в основном субэральные толщи: лессовидные алевриты с погребенными почвами, криотурбациями и остатками наземных животных, местами сменяющиеся древними дюнами. Вместо глубоководных озерных глин регулярно встречаются лишь локальные скопления песчано-алевритовых ритмитов – про-

дуктов голоценовой инверсии термокарстовых озерков, образующие бугристые повышения на псевдотеррасных поверхностях. Вся эта золово-термокарстовая формация прослеживается выше предполагаемой береговой линии Мансийского озера, следов которой нигде не обнаружено [Астахов, 1989]. Описания субэральные толщ финального плейстоцена, опровергающие позднезырянское озеро-море, позднее получены и другими исследователями бассейна Оби [Кривоногов и др., 1993; Жданова и др., 2007].

Следующим этапом явилась проверка возраста поверхностных морен путем статистического анализа совокупности дат. Л.Д. Сулержицкий давно предупреждал, что многие растительные остатки, вытаявающие из вечной мерзлоты, весьма склонны к заражению «молодым» углеродом [Антропоген..., 1982], но это не возымело должного эффекта на региональные схемы. В 1990-х гг. выяснилось, что из 208 имевшихся в Заполярье конечных ^{14}C дат от 50 до 17 тыс. лет назад, полученных традиционным методом сжигания крупных объемов органики, только 48 определенных происходят из подморенных отложений. При этом к подморенным относится множество дат по раковинам моллюсков, смешанному растительному детриту и прочим сомнительным материалам. Напротив, главная популяция из 160 дат связана только с поверхностными мелкозернистыми отложениями. Она содержит самые надежные определения возраста по мерзлым тканям мамонтов и растительным остаткам *in situ* типа пней и мелких веточек [Astakhov, 1998]. Стало вполне ясно, что многие радиоуглеродные даты омоложены и не могут служить корреляционным сигналами при сопоставлении Стратонов, и тем более показателями «абсолютного возраста» хроностратиграфических подразделений. Этот вывод затем подтвердился значительным количеством новых дат, полученных OSL, AMS ^{14}C и уран-ториевыми методами.

Новейшие стратиграфические результаты

Верхний межледниковый горизонт

OSL датирование подтвердило давний вывод В.А. Зубакова [1972] о том, что в низовьях Оби осадки главного термомера верхнего неоплейстоцена представлены аллювиальными песками с торфяниками и южно-таежными пыльцевыми спектрами на террасе у р. Пяк-Яха (рис. 1, № 17). Из пяк-яхинского аллювия, кроме запредельных ^{14}C дат, теперь получены 4 OSL даты в интервале 138–125 тыс. лет назад (рис. 5) [Астахов и др., 2004]. Выше по течению Оби с ним коррелирует шурышкарский торфяник с запредельными ^{14}C датами, отражающий палеоклимат лучше современ-

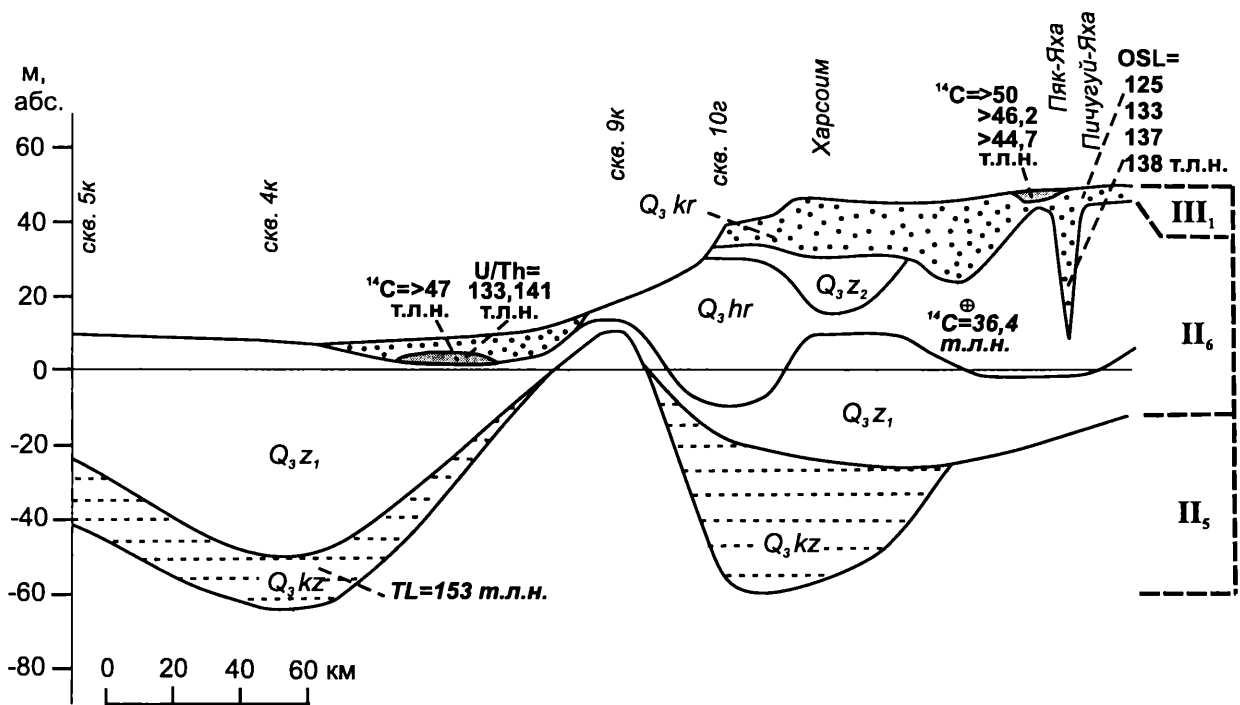


Рис. 5. Положение новейших дат отложений (тыс. лет назад, т.л.н.) последнего межледникового ([Астахов и др., 2005, 2007]; расположение разрезов см. на рис. 1) относительно подразделений неоплейстоцена Нижней Оби в интерпретации С.А. Архипова и др. [1977, 1992; Решение ..., 1990]

Индексы С.А. Архипова с соавторами: *Q₃kz* – морские алевриты и глины с казанцевским комплексом фораминифер; морены и озерные алевриты: *Q₃z₁* – нижнезырянские, *Q₃z₂* – среднезырянские; *Q₃hr* – харсоимские морские глины; *Q₃kr* – каргинские аллювиальные пески. Курсивом выделены даты, опубликованные С.А. Архиповым и др. Данные автора даны прямым шрифтом; в правой части рисунка даны индексы ступеней общей стратиграфической шкалы (по постановлению МСК 2008 г.). Залежи торфа зачернены. TL – термолюминесцентные даты; U/Th – уран-ториевые даты.

ного. Ранее он относился к «нижнекаргинскому подгоризонту» с предположительным возрастом 40–50 тыс. лет назад [Архипов и др., 1977]. Однако OSL даты вмещающих песков дали значения 100–112 тыс. лет назад, а торф имеет уран-ториевый возраст 133 (141) тыс. лет назад. Нет сомнения, что в соответствии с радиометрическими датами и богатыми лесными спорово-пыльцевыми спектрами этот торфяник должен относиться к 1-й ступени верхнего неоплейстоцена и коррелироваться с микулинским интергляциалом [Астахов и др., 2005], а хашгортскую морену следует вернуть на ее законное место в салехардской свите среднего неоплейстоцена [Астахов и др., 2007]. Соответственно, подстилающие морены (зырянские по С.А. Архипову и салехардские по Г.И. Лазукову), равно как и харсоимские глины с фораминиферами [Архипов и др., 1977], не могут быть моложе среднего неоплейстоцена. Единственная конечная ¹⁴C дата 36,4 тыс. лет назад из харсоимских глин наверняка омоложена.

При попытке доизучения харсоимского стратотипа образцы из моей коллекции были просмотрены С.А. Гуськовым, который не нашел в них

микрофауны. Выяснилось, что безвалунные глины в стратотипе имеют раздробленный облик с тектоническими контактами и отсутствием седиментационной градации. Ситуация очень похожа на санчуговский парастратотип в Никитинском Яру (рис. 1, № 2), где Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградским [1975] была описана санчуговская морена с блоками арктических морских глин. Поскольку результаты С.А. Архипова не воспроизводятся ни макроскопически, ни аналитически, харсоимскую свиту (и соответствующий подгоризонт) надо считать невалидным стратотипом. Не валидны также хашгортский и лохподгортский ледниковые стадиалы и другие элементы нижнезырянских и среднезырянских подгоризонтов С.А. Архипова и др. [1977], поскольку они выделены на основании ошибочных ¹⁴C дат (рис. 5), а других доказательств их самостоятельности нет.

Далее к северо-востоку главный термомер верхнего плейстоцена представлен в морских фациях. На мысе Наблюдений на севере Тазовского полуострова (рис. 1, № 21) слои с ярко выраженной бореальной малакофауной (нямсинская толща) дали 6 OSL дат в интервале от 124 до 152 тыс. лет

назад; среднее значение 134 тыс. лет назад близко к интервалу МИС-5е (130–117 тыс. лет назад). Здесь межледниковые пески перекрыты не мореной, а флювиальными песками с возрастом 74–77 тыс. лет назад. На юге Гыданского полуострова немые пески морского типа в разрезах Белая Яра и Нюнтеда-Яха (рис. 1, № 22) дали сходные серии OSL дат [Назаров, 2007]. Подморенные морские пески с межледниковой фауной и флорой неоднократно описывались в опорном разрезе мыса Каргинского на Енисее (рис. 1, № 1) – стратотипе каргинского межледникового горизонта Н.В. Кинд [1974]. Здесь, помимо близких к пределу метода конечных ^{14}C дат, получена ЭПР дата 121,9 тыс. лет назад, из-за чего эти слои были переименованы в казанцевские [Решение ..., 1990] – операция, чреватая номенклатурной путаницей и запрещенная главой XII Стратиграфического кодекса.

Верхний ледниковый комплекс

Поздневалдайский возраст последнего покровного оледенения Западной Сибири давно вызывал большие сомнения ввиду регулярных находок мерзлых трупов мамонтов поверх любых морен (рис. 1), отсутствия молодого подпрудного водоема и совершенно неубедительной статистики подморенных ^{14}C дат [Астахов, 1989; Astakhov, 1998]. Единственной опорой концепции молодого оледенения оставался парастратотип каргинского горизонта в аллювиальных фациях на Малой Хете (рис. 1, № 2). Здесь в подморенных слоях с лесными спорово-пыльцевыми спектрами, байкальскими диатомеями и пресноводными моллюсками Н.В. Кинд [1974] было получено пять ^{14}C дат со значениями от 43,5 до 35,5 тыс. лет назад. На этом основано было выделено до сих пор имеющее хождение в сибирской литературе «малохетское потепление» в интервале 43–33 тыс. лет назад. Передатирование каргинского аллювия дало 3 AMS ^{14}C возраста более 52–48 тыс. лет назад, а также OSL даты 82 и 79 тыс. лет назад из подморенных лессовидных пород, и 112, 99 и 80 тыс. лет назад из верхов межледникового аллювия [Астахов, Мангеруд, 2005]. Достаточно очевидно, что каргинские межледниковые слои и здесь, как на мысе Каргинском и в Шурышкарах по своему палеоклимату и хронометрии не могут сопоставляться с МИС-3, а представляют 1-ю ступень верхнего неоплейстоцена на уровне МИС-5. Следовательно, исчезло последнее основание для отнесения верхнего ледникового комплекса Арктики к 4-й ступени верхнего неоплейстоцена.

Поскольку межледниковые торфяники разрезов Шурышкары и Пяк-Яха прикрыты лишь флювиальными песками и мощными лессовидными алевритами с конечными ^{14}C датами [Астахов и

др., 2004], то для верхнеплейстоценовых морен в разрезах нижнего течения Оби нет места. Все обнаженные породы, кроме покровного слоя, дают только запредельные ^{14}C даты [Астахов и др., 2007]. В долине Оби к последнему ледниковому циклу относятся немые алевроглинистые ритмиты подпрудно-ледникового озера. В известном разрезе Сангомпан (рис. 1, № 15) постепенный переход флювиальных песков в перекрывающие ленточные ритмиты получил 4 OSL даты со средним значением 85 тыс. лет назад. Несколько меньшие значения OSL возраста (78–79 тыс. лет назад) дали датирование подошвы озерных ритмитов выше по течению на Оби и в Питляре [Astakhov, 2006]. Эти даты из основания осадков приледникового озера означают, что последний для этих мест ледник подпрудил Обь около 80 тыс. лет назад или немного позднее. Ближайшая морена, которую можно связать с этой подпрудой, слагает субширотную гряду Сопкей, образованную ледниковыми потоками с Ямала и Байдарацкой губы [Астахов и др., 2007].

Указанное косвенное свидетельство возраста Сопкейского краевого комплекса независимо подтверждается серией OSL и AMS ^{14}C дат из варьяхинских озерно-болотных отложений, перекрывающих принесенную с шельфа Карского моря морену с блоками глетчерного льда в разрезе Марресале на западе Ямала (рис. 1, № 18) [Fortman et al., 2002]. Семь люминесцентных дат здесь дали последовательный ряд возрастов от 45 до 13 тыс. лет назад. В полном соответствии с ними находятся 23 надморенные ^{14}C даты в интервале от 32,7 до 12,2 тыс. лет назад. Из песков, кроющихся ленточные глины и реликтовый глетчерный лед на южном Ямале, получены 4 OSL даты со средним значением 64,7 тыс. лет назад [Астахов и др., 2007]. Падающие к югу серии зандровых песков поверх морены с глетчерным льдом на западе Гыдана (рис. 1, № 20) [Назаров, 2007] дали 6 OSL дат со средним значением 63 тыс. лет назад [Астахов, Назаров, в печати]. Наконец, из зандра конечной морены последнего вторжения арктических ледников в горы Полярного Урала получено 13 OSL дат со средним возрастом 73 тыс. лет назад [Nazarov et al., 2009]. Таким образом, новые данные определенно указывают на то, что основной ледниковый покров западносибирской Арктики развивался в интервале 90–70 тыс. лет назад.

Однако к его деятельности не удается отнести так называемую «кормужихантскую морену», которая, по С.А. Архипову [1989б], оставлена первым ледниковым надвигом позднего плейстоцена, случившимся около 100–110 тыс. лет назад во время МИС-5d. Эта часть разреза известна только на склоне Белогорского материка (рис. 1, № 13) и отсутствует ниже по течению Оби. В Корму-

жихантском Яру это неплотный мелкогалечный диамиктон без гляциодинамических текстур, сопутствующих дислокаций и прочих ледниковых образований; он облекает вместе с лессовидным алевритом подстилающие пески (рис. 2). И.Д. Зольников [1990], который обнаружил гораздо южнее в подошве покровного слоя такие же породы, справедливо связывает их образование со склоновыми процессами.

Сходная с разрезом Сангомпан хронологическая ситуация зафиксирована и в объектах восточной окраины Западно-Сибирской равнины. В обнажении Большой Шар на Енисее (рис. 1, № 6) давно известный перигляциальный аллювий сверху переходит в варвоподобную толщу ледниково-озерных ритмитов [Кинд, 1974]. Из этого аллювия мы с Я. Мангерудом получили 14 OSL дат в интервале 95–73 тыс. лет назад; среднее значение 84 тыс. лет назад (рис. 3, Б). Поверх озерных ритмитов обнаружен моренный пласт с трапповыми валунами, перекрытый грубым среднесибирским зандром с серией из 11 OSL дат; их среднее значение – 59 тыс. лет назад [Астахов, Мангеруд, 2007]. Это заставляет предполагать для Сибири еще одну ледниковую стадию позднего неоплейстоцена с возрастом 60–50 тыс. лет назад, примерно как на европейском Севере [Астахов и др., 2007].

Новейшими исследованиями существенно уточнена и максимальная граница ледникового покрова позднего неоплейстоцена. Каких-либо верхне-неоплейстоценовых образований, похожих на ледниковые, не обнаружено с поверхности ни в нижнем течении Оби, ни на Тазовском полуострове. При проверке указанных предшественниками [Архипов и др., 1977] гляциодислокаций на Салехардских Увалах удалось найти лишь обычные термокарстовые просадки и линзы солифлюкционного диамиктона в основании мощного (до 10 м) слоя покровных алевритов и песков. Покровные образования с фауной мамонтового комплекса несовместимы с идеей позднезырянского оледенения на Салехардских Увалах [Астахов и др., 2004]. С другой стороны, мощные залежи дислоцированного глетчерного льда вдоль Гыданской гряды (например, известное обнажение на р. Тадибей-Яха; рис. 1, № 20а) не оставляют прохода между западно-карскими и центрально-карскими ледниками. Сплошная ледяная плотина подтверждена и другими разрезами, в частности обнажением Юрибей 2 с обращенным к югу датированным зандром (рис. 1, № 20). Для сохранения приоритета В.Н. Сакса [1953] можно оставить зырянское наименование последнего покровного оледенения западносибирской Арктики с той оговоркой, что верхний ледниковый комплекс равнин залегает не под каргинскими слоями, как считал В.Н. Сакс, а над ними.

Пока остается неясной география подпрудных озер вдоль фронта последнего ледника. На Тазовском полуострове, в низовьях рек Пур и Таз с поверхности здесь обнаружены лишь флювиальные пески и осадки локальных озер либо чересчур древнего, либо слишком молодого возраста [Назаров, 2007]. Озерные ритмиты, включая ленточные глины, с возрастом около 70–80 тыс. лет назад, отчетливо фиксируются на отметках не более +60 м в долинах Енисея и Оби и прослежены по Иртышу далеко на юг еще в 1950-е гг. Южнее погребенного порога стока на отметке +55 м коренное ложе Тургайской ложбины, покрытое песчано-галечным чехлом, имеет уклон к Аральскому морю (рис. 3, А). ^{14}C даты 29 и 19 тыс. лет назад из перекрывающих глинистых толщ относятся к эпохе заполнения перигляциальными толщами разработанной ранее ложбины стока. Такое строение Тургайского спиллвея не может служить аргументом в пользу огромного Мансийского озера с возрастом около 20 тыс. лет назад [Astakhov, 2006].

Послеледниковый плейстоцен (МИС 3–2)

Поскольку события в каргинское время происходили до развития последнего ледникового покрова Арктики, очевидно, что послеледниковую историю позднего неоплейстоцена отражают лишь надежно датированные надморенные отложения. Из таковых известны два хорошо изученных разреза, дающих почти непрерывную последовательность событий от 45 до 12 тыс. лет назад: у полярной станции Марресале на западном Ямале (рис. 1, № 18) [Forman et al., 2002] и в устье р. Сеяха на восточном побережье Ямала (рис. 1, № 19) [Васильчук, Котляков, 2000].

В разрезе Марресале морену последнего оледенения от вышележащей толщи эоловых и частично флювиальных песков и алевритов едомного типа с крупными жилами повторно-жильных льдов (оленьи и байдарацкие пески) отделяет маломощный варьяхинский горизонт озерно-болотной седиментации. Споры-пыльцевой анализ надморенных слоев указывает на резко континентальный климат перигляциальной тундростепи, лишь слабо смягченный в варьяхинском интерстатидале (Andreev et al., 2006). Одиннадцать AMS ^{14}C и 5 дат, полученных методом инфракрасной стимуляции люминесцентного сигнала (IRSL), надежно фиксируют этот интерстатидал в интервале 45–35 тыс. календарных (33–28 тыс. ^{14}C) лет назад [Forman et al., 2002].

В устье р. Сеяха 15 последовательных ^{14}C дат из уходящей под уровень моря алевритовой толщи с прослоями мохового войлока и тремя ярусами сингенетических ледяных жил покрывают интервал от 37 тыс. лет назад до 11 тыс. лет назад. Изотопно-кислородный анализ многоярусных

повторно-жильных льдов в этой толще показал среднегодовые температуры на 3–6 °С, а зимние – на 6–10 °С ниже современных [Васильчук, Котляков, 2000]. На уровне ниже 28 тыс. ¹⁴С лет несколько большее содержание остатков тундровых мхов и трав говорит о слабом смягчении климата без кардинальной смены седиментационной обстановки. Это смягчение не могло быть значительным, поскольку в устойчивой мерзлоте прекрасно сохранились трупы мамонтов с ¹⁴С возрастом 39,1 и 41,9 тыс. лет назад (рис. 1, №№ М6–М7).

Важно, что эти достаточно полные разрезы послеледникового плейстоцена без проблем коррелируются с еще лучше датированными разрезами едомных толщ в соседних регионах. Это мыс Саблера на Таймыре, где из толщи льдистых алевритов с торфянистыми прослоями и криоксеротической флорой получено 60 ¹⁴С дат, и едома Быковского полуострова в дельте р. Лены, где имеется уже 90 AMS ¹⁴С дат, начиная с 48 тыс. лет назад. Детально изученные в этих разрезах сингенетические жильные льды, макрофлора, фауна млекопитающих и насекомых однозначно свидетельствуют о резко континентальном, криоаридном климате [Hubberten et al., 2004; Sher et al. 2005]. Поскольку льдистые алевритовые толщи залегают у уровня моря и ниже, то эти длинные серии конечных дат исключают какие-либо трансгрессии в последние 50 тыс. лет.

Возраст межледниковых трансгрессий

Самый актуальный вопрос дальней корреляции – сопоставление сибирских морских трансгрессий с хорошо изученными европейскими горизонтами. Во всех региональных стратиграфических схемах принималась без обсуждения идентичность казанцевской трансгрессии и глобальной эемской трансгрессии, теперь однозначно связанной с МИС-5е. Отсюда и конечные ¹⁴С даты второй бореальной (каргинской) трансгрессии охотно принимались за показатель возраста МИС-3 [Кинд, 1974].

На самом деле, корреляция казанцевских слоев с эемом никогда не была хронометрически обоснована. Ее ошибочность была давно установлена В.А. Зубаковым [1986], при трансрегиональных сопоставлениях относившим самую тепловодную каргинскую трансгрессию к МИС-5е, а казанцевскую – к МИС-7. В стратотипической местности бассейна р. Казанцевая ни в одном из обнажений нет хронометрических указаний на 1-ю ступень. Характерно, что ЭПР дата в 122 тыс. лет назад была получена не из казанцевских, а из каргинских слоев В.Н. Сакса [Решение ..., 1990]. Указания на аналогичные даты из других морских разрезов

вдоль Нижнего Енисея [Sukhorukova, 1999] вопроса не решают, так как нет независимых данных для корреляции этих разрезов с морскими песками в районе р. Казанцевая: похожие слои вполне могут быть и моложе, и древнее стратотипических казанцевских. А из наиболее выдержанных казанцевских слоев на р. Агапа по раковинам *Arctica islandica* известна уран-иониевая дата 164±5 тыс. лет назад [Зубаков, 1972], которая близка к ТЛ дате из казанцевских слоев Нижней Оби и уран-иониевой дате пупковских слоев Енисея, т.е. это скорее МИС-7, чем МИС-5.

Сам В.Н. Сакс [1953] считал характерным отличием казанцевской фауны от более молодой каргинской наличие раковин вымершего моллюска *Cyrtodaria jenisseae* Sachs (= *Cyrtodaria angusta* по Мерклину и др. [1979]). Этот вид был принят как показательный для казанцевского горизонта еще в схеме 1979 г. По мнению знатока циркумарктической малакофауны С. Фундера (Университет Копенгагена, Дания), этот моллюск исчез так давно, что и речи не может идти о верхнем плейстоцене. В частности, на Печоре такие раковины встречаются только в падимейских слоях, в основном залегающих ниже уровня моря под мощными диамиктовыми толщами среднего плейстоцена [Зархидзе, 1972]. Точно так же и в Западной Сибири подморенные слои с *Cyrtodaria jenisseae* описаны гораздо южнее границы позднеплейстоценового оледенения, т.е. они, как и на Печоре, залегают под среднеплейстоценовыми моренами. Это самбургская скважина (рис. 1, № СБ), морские слои на р. Лимбя-яха (приток Таза) и др. [Зубаков, 1972].

Казанцевские морские слои С.А. Архипова с соавторами [1977] на Оби распространены в интервале гипсометрических отметок от +8 до -70 м, в основном в переглубленных долинах под 100-метровой толщей салехардской свиты – среднеплейстоценовой как по Г.И. Лазукову [1970] и В.А. Зубакову [1972], так и по новейшим датам (рис. 5). Алевроглинистые слои с казанцевскими фораминиферами прослежены на сотни километров вверх по Оби до 64° с.ш., где они замещаются прибрежными песками [Архипов и др., 1992]. Такая позиция казанцевских слоев больше всего похожа на классический гольштейн северной Германии, по ЭПР датам относящийся к МИС-7 [Linke et al., 1985].

Даты каргинских межледниковых слоев, относящие их к МИС-5 (см. выше), есть также независимое подтверждение допозднеплейстоценового возраста казанцевской трансгрессии. Хотя, конечно, до получения статистически достоверных OSL и ЭПР дат казанцевских слоев в их стратотипической местности нельзя настаивать на их корреляции именно с МИС-7.

Выводы

1) Массированное применение новых геохронометрических методов в последние 10–15 лет продемонстрировало ошибочность традиционной корреляции главных хроностратиграфических подразделений Западной Сибири и Западной Европы. Новые данные не дают никаких оснований для синхронизации тепловодной каргинской трансгрессии с морозным средним плинигляциалом Западной Европы и низким уровнем океана. Последнее (каргинское) вторжение атлантических вод в Сибири, как и повсюду, состоялось не позже земского интервала и МИС-5. Совершенно не подтвердилась корреляция последнего покровного оледенения с поздней вислой–поздним валдаем. Это оледенение со всеми его стадиями происходило в интервале 90–60 тыс. лет назад, т.е. на уровне МИС-4 и, вероятно, конца МИС-5.

2) Новейшими датами надежно зафиксировано стратиграфическое положение главного термомера верхнего плейстоцена, т.е. слоев последнего межледниковья на уровне 1-й ступени общей шкалы неоплейстоцена. Это нижнеобские торфяники, каргинские аллювиальные и морские слои с арктобореальной фауной и их аналоги в центре западносибирской Арктики, залегающие под первой от поверхности мореной с крупными массами реликтового глетчерного льда. Вполне очевидна корреляция этого термомера с МИС-5 (возможно, с МИС-5e).

3) Отсюда следует среднеплейстоценовый возраст непосредственно подстилающих ледниковых слоев, т.е. санчуговских и всех салехардских морен, включая якобы верхнеплейстоценовые хашгортские, лохподгортские, харсоимские и прочие диамиктовые, глинистые и песчаные толщи Нижней Оби. Казанцевские морские слои с бореальной фауной, судя по их положению под этими моренами, не могут быть моложе среднего неоплейстоцена. Этот возраст вполне согласуется с редкими радиометрическими датами и с наличием во многих разрезах вымершего моллюска *Cyrtodaria angusta (jenisseae)*.

4) Стратиграфические и хронометрические данные последних лет показывают, что, несмотря на разновременность кульминаций последнего оледенения в Европе и в Сибири, общий ход палеоклиматических изменений (включая колебания уровня моря) принципиально одинаков. Это

позволяет, наконец, скоррелировать главные события позднего неоплейстоцена в обоих регионах: очевидно, что покровное оледенение Сибири соответствует концу ранней – началу средней вислы. Среднему плинигляциалу Западной Европы (МИС-3) синхронна не тепловодная каргинская трансгрессия, а нижняя часть лессовидного покрова с ледяными жилами. Его верхняя часть с наиболее «ожесточенной» мерзлотой соответствует поздневислинскому ледниковому максимуму эпохи МИС-2.

5) Проблемы стратиграфии плейстоцена в Западной Сибири связаны не только со слабой изученностью колоссальной территории, но и с методическими ошибками. Пренебрежение Стратиграфическим кодексом привело к номенклатурному кризису. Ярким примером являются каргинский и сартанский горизонты, лишённые стратотипов, т.е. какой-либо опоры для обсуждения новых данных. Продолжающееся употребление формулировок схемы В.Н. Сакса практически блокирует усовершенствование региональной шкалы с помощью нового материала. Вторым просчетом является примат на региональном уровне геохронометрических данных за счет (и вместо) климатической стратиграфии. Необходимо напомнить, что геохронометрия есть лишь средство дальней корреляции, которое не может заменить седиментологические и палеонтологические способы построения региональных и местных шкал. Стратиграфия успешно разрабатывалась с помощью региональных схем задолго до появления каких-либо геохронометрических методов.

6) Новейшие результаты по плейстоцену Западной Сибири также вызывают к тщательной геохронометрической проверке современными методами (OSL, уран-ториевым и ЭПР датированием) многих важных объектов внутрирегиональной и межрегиональной корреляции. В первую очередь это касается подморенных и межморенных толщ среднего неоплейстоцена, особенно морских, после чего можно будет подумать о детальных транс-континентальных сопоставлениях.

Работа выполнена в рамках российско-норвежского проекта ICEHUS, поддержанного Норвежским Советом по науке. Автор признателен В.Д. Тарноградскому (ВСЕГЕИ) за квалифицированную критику рукописи.

Литература

Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 184 с.
Архипов С.А. Хроностратиграфическая шкала ледникового плейстоцена севера Западной Сибири // Плей-

стоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989а. С. 20–30.
Архипов С.А. Палеогеография и хроностратиграфия

- плейстоцена севера Сибири (обзор новейших данных) // Четвертичный период. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989б. С. 201–214.
- Архипов С.А.* Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1863–1884.
- Архипов С.А.* Пространственно-временные соотношения тазовского оледенения и санчуговской межледниковой трансгрессии в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 821–841.
- Архипов С.А., Волкова В.С.* Геологическая история, ландшафты и климат плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 107 с.
- Архипов С.А., Вотях М.Р., Гольберт А.В., Гудина В.И., Довгаль Л.А., Юджевич А.И.* Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.
- Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н.* Морские четвертичные отложения низовьев Оби // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 90–101.
- Архипов С.А., Линке Г.* Результаты ЭПР-датирования раковин *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 229–236.
- Архипов С.А., Матвеева О.В.* Антропоген южной части Енисейской депрессии. Новосибирск: Наука, 1964. 128 с.
- Астахов В.И.* Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Материалы гляциологических исследований. 1977. № 30. С. 60–69.
- Астахов В.И.* Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. Новосибирск: Наука, 1989. С. 118–126.
- Астахов В.И.* Фотогеология северного плейстоцена: успехи и проблемы // Региональная геология и металлогения. 2004. № 21. С. 27–44.
- Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Разина В.В., Назаров Д.В.* Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Доклады РАН. 2005. Т. 401. С. 95–99.
- Астахов В.И., Арсланов Х.А., Назаров Д.В.* Возраст мамонтовой фауны на Нижней Оби // Доклады РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 253–257.
- Астахов В.И., Мангеруд Я.* О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Доклады РАН. 2005. Т. 403. С. 63–66.
- Астахов В., Мангеруд Я.* О геохронометрическом возрасте позднеплейстоценовых террас на Нижнем Енисее // Доклады РАН. 2007. Т. 416. С. 509–513.
- Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 190–206.
- Астахов В.И., Назаров Д.В.* Корреляция верхнего плейстоцена в западносибирской Арктике // Стратиграфия. Геологическая корреляция (в печати).
- Васильчук Ю.К.* Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеокриологических реконструкций). Т. 1. М.: РИО Мособлупрполиграфиздата, 1992. 420 с.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М.* Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
- Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т.* Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С. 28–35.
- Геохронология СССР. Т. III. Новейший этап. Л.: Недра, 1974. 359 с.
- Гудина В.И.* Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.
- Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А.* Опыт фашиально-генетического расчленения субазральных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 446–459.
- Зархидзе В.С.* Падимейская толща западных и центральных районов Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. Уфа: БашФАН СССР, 1972. С. 56–66.
- Зольников И.Д.* Кормужихантская толща как свидетельство подпруживания Оби в позднем плейстоцене // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1990. Т. 759. С. 52–57.
- Зубаков В.А.* Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с.
- Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 288 с.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Средний и верхний плейстоцен низовьев Иртыша. Л.: Недра, 1974. 160 с.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л.: Географическое общество СССР, 1975. С. 53–95.
- Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Ким Ю.В., Орлова Л.А., Скабичевская Н.А.* Новые данные к стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 3. С. 24–37.
- Лазуков Г.И.* Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М.: Изд-во МГУ, 1970. 322 с.
- Левина Т.П.* Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений из приледниковой зоны самаровского оледенения (бассейн Енисея) // Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М.: Наука, 1964. С. 208–217.
- Левчук Л.К.* Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 129 с.
- Мерклин Р.Л., Зархидзе В.С., Ильина Л.Б.* Определитель морских плиоцен–плейстоценовых моллюсков Северо-Востока Европейской части СССР. Труды

- Палеонтологического института АН СССР. 1979. Т. 173. 96 с.
- Назаров Д.В. Новое о четвертичных отложениях центральной части западносибирской Арктики // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 213–221.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.
- Решение межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988 г.). Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 95 с.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.–М.: Изд-во Министерства морского и речного флота СССР, 1953. 627 с.
- Сулержицкий Л.Д. Черты радиоуглеродной хронологии мамонтов (*Mammuthus primigenius*) Сибири и севера Восточной Европы // Труды Зоологического института РАН. 1995. Т. 263. С. 163–183.
- Сулержицкий Л.Д., Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Чернов С.Б., Фишер Э.Л. Уровни и возраст казанцевской морской трансгрессии на восточном Таймыре // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск: Наука, 1997. С. 39–45.
- Сухорукова С.С., Шевко А.Я., Кривоногов С.К., Бахарева В.А., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые материалы к стратиграфии покровных отложений правобережья Среднего Енисея в связи с проблемой возраста оледенений // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1991. № 60. С. 118–122.
- Томирдиаро С.В., Тихонов А.Н. Ямальский мамонтонок. Палеогеографическая обстановка и условия захоронения // Труды Зоологического института РАН. 1999. Т. 275. С. 7–19.
- Троцкий С.Л. Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966. 207 с.
- Троцкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // Доклады АН СССР. 1967. Т. 174. № 6. С. 1409–1412.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с., 3 прилож.
- Andreev A.A., Forman S.L., Ingólfsson Ó., Manley W.F. Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea, based on pollen records // Quaternary Research. 2006. Vol. 65. P. 275–281.
- Astakhov V. The last ice sheet of the Kara Sea: terrestrial constraints on its age // Quaternary International. 1998. Vols. 45/46. P. 19–29.
- Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 607–621.
- Forman S.L., Ingólfsson Ó., Gataullin V., Manley W., Lockrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. 2002. Vol. 57. P. 355–370.
- Hubberten H. W., Andreev A., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Jakobsson M., Kuzmina S., Larsen E., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Möller P., Saaristo M., Schirmer L., Sher A.V., Siegert C., Siegert M.J., Svendsen J.I. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1333–1357.
- Linke G., Katzenberger O., Grün K. Description and ESR-dating of the Holsteinian interglaciation // Quaternary Science Reviews. 1985. Vol. 4. P. 319–331.
- Mangerud J. Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy // Quaternary International. 1989. Vols. 3/4. P. 1–4.
- Nazarov D., Henriksen M., Svendsen J.I. The age of the last glacier invasion into the Polar Urals // Abstracts of the Third Conference on Arctic Palaeoclimate and its Extremes. Copenhagen: University of Copenhagen, 2009. P. 55.
- Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. P. 553–569.
- Sukhorukova S.S. Late Pleistocene palaeogeography of North-west Siberia // Antropozoikum (Sborník Geologických Věd, Journal of Geological Sciences). 1999. Vol. 23. P. 37–42.