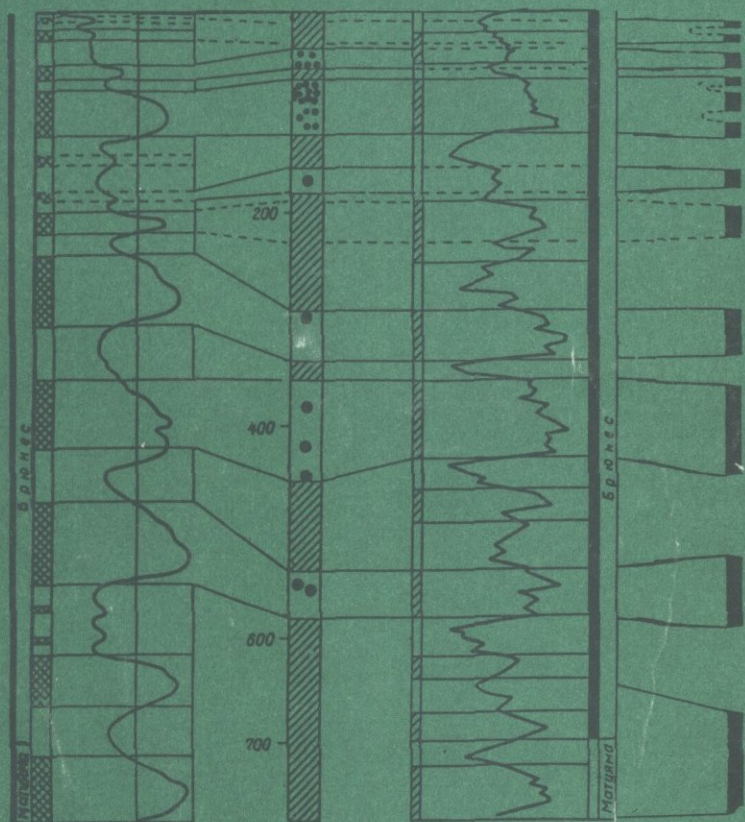


ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА



• НАУКА •

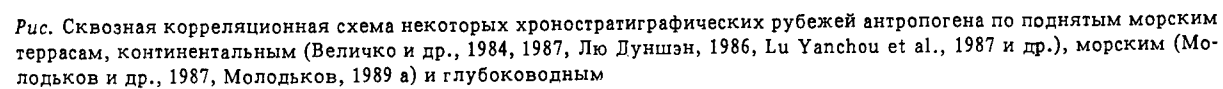
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ



МОСКВА "НАУКА" 1992



ЗРМЗ

1344



иср



863-21-93

Геохронология четвертичного периода: Сб. науч. тр. / Комис. по изучению четвертичного периода. — М.: Наука, 1992. — 189 с. — ISBN 5-02-003826-1

Сборник включает новейшие данные по геохронологии четвертичного периода. Особое внимание уделено изотопным методам определения возраста новейших отложений. Обсуждается применение различных методов датирования в теории и практике геологических, палеоэкологических, археологических и других исследований. Для многих регионов страны приводятся материалы по детализации геохронологических шкал, реконструируются условия палеосреды по определенным временным срезам. Рассматривается реальная возможность различных методов, докладываются результаты межлабораторного датирования.

Ответственные редакторы

кандидат географических наук В.Э. Мурзаева
доктор географических наук Я.-М.К. Пуннинг
кандидат географических наук О.А. Чичагова

Рецензенты:

М.Н. Алексеев, В.И. Виноградов

Редактор издательства

Н.В. Федоренко

Г-1804040000-124
042(02)-92

396-92, I полугодие

© Издательство "Наука", 1992

ISBN 5-02-003826-1

ПРЕДИСЛОВИЕ

Всесоюзные совещания по проблеме "Геохронология четвертичного периода" привлекали большой интерес специалистов, занимающихся теоретическими и прикладными проблемами стратиграфии, геохронологии, палеогеографии, развития материальной культуры и истории человека в четвертичном периоде. Организованные Советом по проблемам изотопной геохронологии и Комиссией по изучению четвертичного периода при ОГТТГН РАН совещания стали форумом, на котором встречаются специалисты разных профилей — геологи, географы, археологи, физики, химики. Такие контакты, совместные исследования, непосредственное участие на всех этапах научного процесса существенно способствуют применению геохронологических и изотопно-геохимических методов в решении проблем стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода.

Сборник содержит материалы наиболее весомых докладов, представленных на совещании "Геохронология четвертичного периода" в ноябре 1989 г. в Москве. Он отражает уровень и диапазон геохронологических исследований, особенно в региональном плане. Уверенное место в этих работах нашли разные геохронологические и изотопные методы, которые имели большое значение в детализации существующих стратиграфических схем и реконструкции динамики палеогеографических условий. Но наряду с положительными сторонами комплексного подхода к изучению четвертичных отложений все чаще выявляются и острые проблемы, в основном при сопоставлении региональных хроностратиграфических или палеогеографических схем. Как правило, это связано с тем, что различные методы находятся на разных стадиях развития, их геохимические и физические предпосылки имеют неодинаковый уровень достоверности, из-за чего полученные результаты имеют различный уровень и абсолютности. Недоучет возможностей и ограничение применения отдельных геохронологических методов, что нередко встречается в комплексных исследованиях четвертичного периода, может иметь весьма серьезные последствия из-за продуцирования ложной информации, с одной стороны, и дискредитирования геохронологических и изотопно-геохимических методов — с другой. Представление о том, какие могут быть расхождения между датами, дал первый межлабораторный контроль ТЛ-метода. Большую осторожность вызывает и безапелляционное применение таких слабо обоснованных методов датирования, как, например, ЭПР-метод.

Участники совещания "Геохронология четвертичного периода" призывают лаборатории датирования организовать межлабораторный контроль

по всем применяемым методам датирования новейших отложений и не рекомендуют использовать данные лабораторий, не подвергавшихся такой проверке, при разработке хроностратиграфических шкал. Общими силами всех заинтересованных организаций необходимо выделить полигоны с наибольшей концентрацией различных материалов и с хорошо стратифицированными и археологически датированными разрезами, на которых можно провести широкий межлабораторный контроль и оценку достоверности как отдельных методов, так и лабораторий. Только тогда можно будет с наибольшей уверенностью сопоставлять данные различных методов для реконструкции условий прошлого в разных регионах и в различные отрезки времени, надежно прогнозировать будущие глобальные изменения климата, природной среды и природных ресурсов, решать проблемы экологии.

УДК 550.93.535

*Я.-М.К. Пуннинг, В.К. Власов, О.А. Куликов,
А.В. Минервин, Н.Г. Мавлянов*

**ПЕРВЫЙ ОПЫТ И РЕЗУЛЬТАТЫ
МЕЖЛАБОРАТОРНОГО КОНТРОЛЯ
ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО ДАТИРОВАНИЯ
ЛЁССОВЫХ ПОРОД
(на примере опорного разреза Чарвак)**

Уже более четверти века различные физические варианты метода термолюминесцентного (ТЛ, РТЛ) датирования широко применяются исследователями отечественных и зарубежных лабораторий для определения возраста археологических местонахождений и осадочных отложений плейстоцена и даже плиоцена. Сложность и в большинстве случаев недостаточная разработанность физических основ метода привели к созданию многочисленных и нередко принципиально различных вариантов датирования.

Большинство исследователей придерживаются мнения, что ТЛ-метод датирования имеет относительно низкую верхнюю границу использования (около 100–200 тыс. лет). Этот факт неоднократно дискутировался в ряде публикаций и обсуждался на различных совещаниях по проблемам определения абсолютного возраста геологических объектов (Методы..., 1983; Геохронология..., 1985; Пуннинг, 1987; Methodology..., 1986). Однако исследователям до сих пор не удалось прийти к единому решению по этому принципиальному вопросу.

По нашему мнению, раннее насыщение кварца и как следствие низкая верхняя граница использования термолюминесцентного метода, получаемая различными группами исследователей, связаны с особенностями физических методик, используемых при проведении датирования. В 1977 г. В.Н. Шелкоплас (Лазаренко и др., 1977) датирует ТЛ-методом лёссовые толщи Таджикской депрессии до 700–800 тыс. лет. В.К. Власовым и О.А. Куликовым (1986) разработана методика, позволяющая датировать осадочные кварцсодержащие породы в гораздо более широких возрастных пределах – от $n \cdot 10^4$ до $n \cdot 10^6$ лет. Например, по этой методике весьма объективно (при контроле биостратиграфическими методами) датирован русловой аллювий II–IX террас долины р. Днестр – от 140 до 2500 тыс. лет.

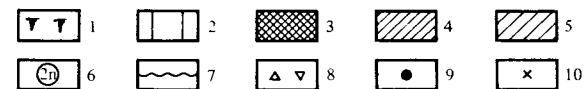
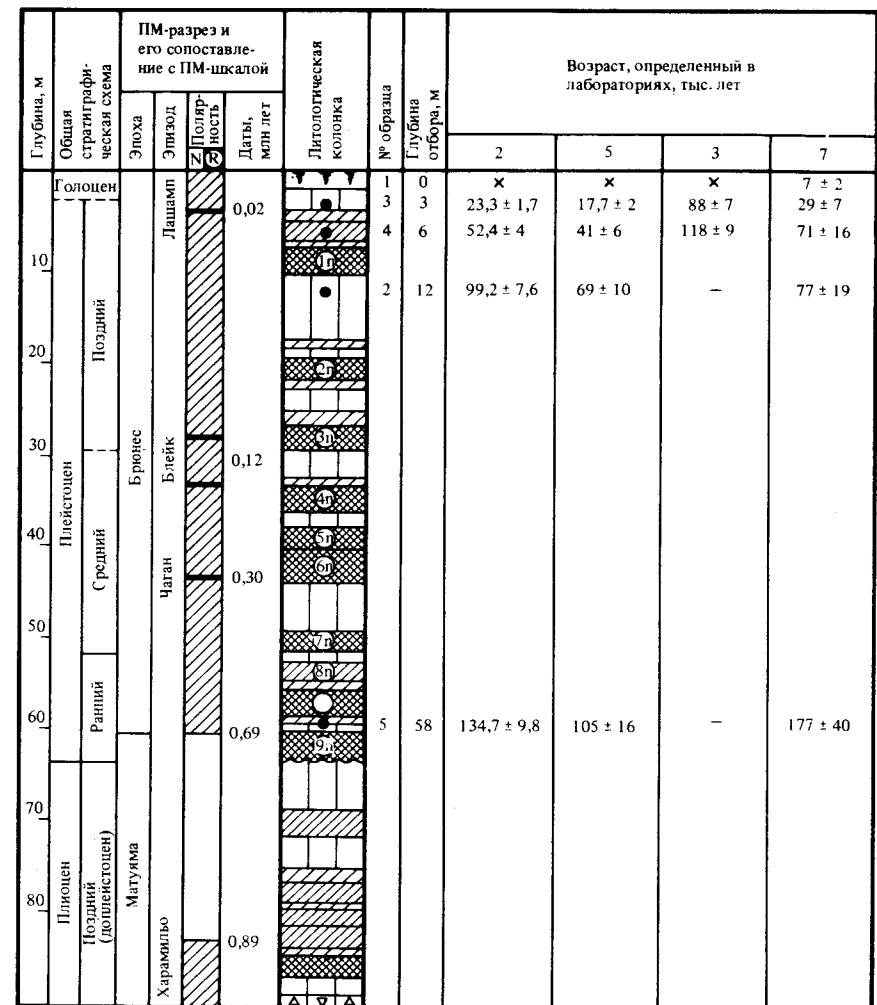
В течение последнего десятилетия на различных совещаниях, конференциях, семинарах многократно поднимался вопрос о необходимости проведения межлабораторного контроля ТЛ-датирования дисперсных осадочных пород при использовании физических методик. В 1986 г. по решению Комиссии по изотопной геохронологии и Комиссии АН СССР по

изучению четвертичного периода был организован межлабораторный контроль ТЛ-датирования. В качестве геологического объекта было решено использовать лёссовые породы по следующим соображениям: 1) в минеральном составе лёссовых пород доминирует кварц (50–80%), преобладающая во фракциях 0,05–0,01 и 0,1–0,05 мм; 2) лёссовые породы в стране пользуются значительным распространением и занимают около 37% поверхности суши, мощность лёссовых толщ значительна – до 100–200 м в межгорных впадинах и передовых прогибах Кавказа, Копетдага, Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян; 3) редкая встречаемость и смешанный характер плейстоценовых фаун и флор (полупустынных, степных, лесных, таежных, лесотундровых, тундровых) является серьезным препятствием для объективной биохроностратиграфии лёсса, достоверной интерпретации основных трендов изменения климата и общей палеогеографической обстановки в регионах формирования лёссовых пород; 4) лёссовым толщам свойственны нередко катастрофические просадки при замачивании; это оригинальное и загадочное инженерно-геологическое свойство лёсса требует максимально объективного хроностратиграфического и палеогеографического изучения для решения проблемы его генезиса.

Для проведения межлабораторного контроля ТЛ-датирования лёссовых пород был выбран стратотипический, опорный, детально изученный разрез Чарвак, расположенный в Чирчикской межгорной впадине (При-ташкентский район, верховья р. Чирчик в окрестностях пос. Чарвак). Выбор именно этого разреза обусловлен тем, что многие лёссовые разрезы Восточно-Европейской платформы уже продатированы РТЛ-методом В.Н. Шелкоплясом (1974); большинство опорных разрезов лёссовых пород Таджикской депрессии также имеет многочисленные (более 100) ТЛ-датировки (Лазаренко и др., 1977). Для разреза Чарвак, который несет в себе достаточно обширную палеомагнитную, палинологическую, палеопедологическую, палеоботаническую, литологическую, изотопную, инженерно-геологическую информацию (Лазаренко и др., 1980; Мавлянов, 1982; Минервин и др., 1987; Пуннинг и др., 1988), ТЛ-датирования до работ межлабораторного контроля не проводились.

Разрез Чарвак имеет циклическое строение (см. рисунок). Цикл состоит из лёссов и лёссовидных суглинков пролювиального и озерно-аллювиального генезиса, которые венчаются погребенными почвами (слабо-, средне-, полноразвитыми, буро-красноцветными, сероцветными, коричневыми). Всего в разрезе общей мощностью более 80 м содержится 20 ископаемых почв (по числу циклов), из них А.А. Лазаренко и др. (1980) выделяют 10 полноразвитых, которым по аналогии с полноразвитыми ископаемыми почвами опорных разрезов Таджикской депрессии (Лазаренко и др., 1977) придается региональное и стратиграфическое значение.

В гранулометрическом составе лёссов разреза преобладает фракция 50–10 мкм (38–52%); мелкозем размером 100–50 мкм содержится в количестве 5–15%. В валовом минеральном составе обеих фракций доминирует кварц (55–65%). Крупнопылеватая и тонкопесчаная фракции горизонтов А ископаемых полноразвитых красноцветных почв несколько богаче кварцем (70–75%). Содержание глинистых частиц (менее 1 мкм) в



Стратиграфическая схема лёссово-почвенной формации в опорном разрезе Чарвак (по Лазаренко и др., 1980) и термолюминесцентный возраст лёссовых пород

1 — современная почва; 2 — лёсс типичный и лёссовидные суглинки; 3 — полноразвитые погребенные почвы зонального типа; 4 — средне-развитые погребенные почвы; 5 — слабо-развитые, зачаточные погребенные почвы; 6 — горизонты погребенных почв крупного стратиграфического ранга, выделяемые в плейстоцене, и их индексы; 7 — угловое несогласие; 8 — щебень и галька; 9 — точки отбора образцов на определение возраста; 10 — образцы, даты по которым не определены

лессовых породах разреза составляет 15–25%. Среди них преобладают гидрослюды, смешанно-слоистые минералы, монтмориллонит (в убывающем порядке); в примесях – хлорит, каолинит, кварц, кальцит, железосодержащие силикаты. Лёссовые слои по содержанию CO_2 карбонатов весьма однородны (5–7%); в горизонтах А количество CO_2 минимально и составляет всего 0,5–1,0%. Максимальной известковистостью отличаются генетические горизонты B_{Ca} ископаемых почв, в которых содержание CO_2 карбонатов находится в пределах 12–20%. Карбонатные минералы представлены исключительно кальцитом.

Палеомагнитные исследования В.В. Семенова (Лазаренко и др., 1980) позволили выделить под 9-й ископаемой почвой, в интервале глубин 60–82 м разреза Чарвак, инверсию Матуяма; ниже последней – эпизод Харамильо. В зоне Брюнес установлены эпизоды Лашамп (4 м), двойной Блейк (28 м, 33 м) и Чаган (45 м) (см. рисунок).

Для межлабораторного контроля ТЛ-датирования в разрезе Чарвак образцы отобраны со следующих глубин: обр. 3 – 3 м, обр. 4 – 6 м, обр. 2 – 12 м, обр. 5 – 58 м. Обр. 3, 4, 2 отбирались в стенке обнажения из горизонтальных шпуров глубиной до 1 м. На глубине 58 м (обр. 5) выветрелые лёссовые породы были сняты расчисткой до глубины 0,5 м; ниже в коренных лёссах пройден вертикальный шурф глубиной 0,8 м, со дна которого и был взят обр. 5. Для определения точности ТЛ-датирования отобран обр. 1 – кварцевый эоловый песок с незадернованной, перевеваемой поверхности бархана в долине р. Сурхан-Дарьи.

Образцы были отобраны и разосланы в лаборатории с соблюдением общих условий: под шифром (номером), без указаний района, разреза, глубин и диапазона предполагаемых возрастов пород.

Образцы были направлены в восемь организаций: 1 – Институт геологии АН Эстонии, Таллинн; 2 – Институт геологических наук АН Украины, Киев; 3 – Лаборатория Д и РОС, химический и географический ф-ты МГУ, Москва; 4 – Лаборатория новейших отложений географического ф-та МГУ, Москва; 5 – Лаборатория ТЛ-датирования, РИСО, Роскильде, Дания; 6 – Кембриджский университет, Кембридж, Англия; 7 – Хельсинкский университет, Хельсинки, Финляндия; 8 – Институт географии АН Польши, Варшава, Польша. К апрелю 1989 г. поступили результаты из 4 лабораторий (см. рисунок).

Лаборатории, участвующие в межлабораторном контроле, представили данные о примененной методике, содержании радиоактивных примесей и вычислительных доз. Во всех 4 лабораториях были использованы различные методики, причем в лабораториях 2 и 5 определение возраста велось по термолюминесценции полиминеральной фракции. Различия в скорости накопления дозы достигают 60%, но различия в возрасте – не более 25%, т.е. в пределах погрешности измерений. Погрешность к датировкам (см. рисунок), приведенная для данных лабораторий 2, 5 и 3, есть лишь инструментальная погрешность измерений, а истинная погрешность должна быть примерно в 2–3 раза выше.

Как полученные значения возраста согласуются между собой и с геологическими данными? Для обр. 1, который представляет собой песок с

поверхности современных барханов долины р. Сурхан-Дарьи, с учетом теоретических предпосылок метода, должен быть полностью обеспечен "нуль-момент" (нулевой возраст образца). Возраст, полученный в лаборатории 7 (7 ± 2 тыс. лет), видимо, дает реальную оценку чувствительности метода, т.е. подтверждает, что термолюминесцентный метод применим для геохронологического расчленения лёссовых толщ плейстоцена, но не пригоден для уточнения возраста событий внутри голоцена.

Возраст обр. 3, 4 и 2 подтверждает это заключение. По геологическим и палеомагнитным данным исследованные отложения накапливались в позднем плейстоцене. Возраст закономерно увеличивается с глубиной, и в пределах 4-кратной статистической ошибки даты, полученные в разных лабораториях, между собой сравнимы (кроме лаборатории 3, сотрудники которой считают, что из-за нехватки количества материала даты можно принимать только как ориентировочные). Ниже 3 м залегает мощная пролювиальная толща лёссов и почв, которая по полученным ТЛ-датам также образовалась в позднем плейстоцене. По палеомагнитным данным слой лёссов с глубины около 60 м соответствует инверсии Брюнес–Матуяма, но по термолюминесцентным исследованиям (обр. 5) слой имеет возраст 105–107 тыс. лет, т.е. соответствует эпизоду Блейк.

Учитывая реальные пределы точности ТЛ-датировок, даты, полученные в отдельных лабораториях, между собой неплохо коррелируются. Поэтому возникает вопрос о неправильной интерпретации геологических и палеомагнитных данных. Одним из аргументов против "омоложения" толщ на глубине 58 м может быть слишком большая скорость осадконакопления. Но, как показывают многолетние исследования условий формирования современных пролювиальных лёссовых пород, на обширных такырных полях западных предгорий Копетдага за один селевой вынос может быть накоплена толща мощностью 1–5 см. Исследованные нами варианты $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в CaCO_3 из разногенетических лёссовых толщ в разрезе Чарвак свидетельствуют об относительно высокой скорости аккумуляции.

Пока можно только констатировать существование крупного разногласия относительно возраста нижних слоев в разрезе Чарвак между геологическими и палеомагнитными данными, с одной стороны, и термолюминесцентными – с другой. Для решения этой проблемы, а также принципиального вопроса о пределе максимально определяемых методом возрастов вообще надо организовать новый межлабораторный контроль и внедрить систему регулярного контроля, которая помогла бы лабораториям при внедрении или усовершенствовании методик датирования. Решением Всесоюзного совещания "Геохронология четвертичного периода" (Москва, 9–11 ноября 1989 г.) создана соответствующая комиссия и принята рекомендация всем учреждениям не использовать датировки лабораторий, которые регулярно не участвуют в межлабораторном контроле.

- Власов В.К., Куликов О.А. Методические аспекты радиотермоллюминесцентного датирования геологических и археологических объектов // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллинн: Ин-т геологии АН Эстонии, 1986. С. 56–72.
- Власов В.К., Куликов О.А. Использование радиотермоллюминесцентного метода для датирования плейстоценовых отложений // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 205–209.
- Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Всесоюз. конф. Таллинн, 1985. 120 с.
- Лазаренко А.А., Нахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовых формирований Средней Азии // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: Наука, 1977. С. 70–133.
- Лазаренко А.А., Болиховская Н.С., Семенов В.В. Опыт дробного стратиграфического расчленения лёссовой формации Приташкентского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 5. С. 53–66.
- Мавлянов Н.Г. Некоторые результаты изучения лёссовых пород предгорной части Приташкентского района (на примере разреза Аркутсай): Информ. сообщ. № 301. Ташкент: Фан, 1982. 28 с.
- Методы изотопной геологии: Тез. докл. Всесоюз. шк.-семинара, 22–27 дек. 1983 г. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. 213 с.
- Минервин А.В., Пирумова Л.Г., Мавлянов Н.Г. Диатомовый комплекс лёссовых пород // Узб. геол. журн. 1987. № 3. С. 61–63.
- Пуннинг Я.-М.К. Методы датирования позднекайнозойских отложений: возможности и ограничения // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 8–15.
- Пуннинг Я.М.-К., Минервин А.В., Мартма Т.А. Первые результаты изотопных исследований лёссовых пород // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллинн: Изд-во АН Эстонии, 1988. С. 126–133.
- Шелкоплас В.Н. Термоллюминесцентный метод и его применение для стратиграфии плейстоценовых субаэральных отложений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. 1974. 42 с.
- Methodology of TL-dating // Intern. TL-Workshop. Tallinn, Apr. 20–24, 1986. 45 p.

УДК 550.93+551.336

Х.А. Арсланов

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Лаборатория геохронологии НИИ географии Ленинградского университета совместно с исследователями многих геологических и географических учреждений в течение ряда лет проводит планомерные геохронологические исследования позднеплейстоценовых отложений европейской части Русской равнины. В статье приводятся результаты работ по обоснованию геохронологической шкалы позднего плейстоцена – микулинского межледникового и валдайской эпохи – и корреляции событий. Со времени публикации первоначального варианта геохронологической шкалы

Возраст раковин моллюсков из трансгрессивных отложений Баренцева, Белого и Черного морей, определенный по уран-иониевому методу (Арсланов, Евзеров и др., 1981; Арсланов и др., 1983)

Вид раковин и пункт отбора	Лабораторный номер	Возраст, лет
<i>Cyprina islandica</i> из основания разреза в кутовой части Святоносского залива, Кольский полуостров	ЛУ-455В	97000±4000
<i>Astarta borealis</i> из обнажения на левом берегу р. Малая Качковка в 2 км от устья, Кольский полуостров	ЛУ-452А ЛУ-452В	102000±4000 114000±4000
<i>Cyprina islandica</i> из обнажения на р. Чапома в 3,5 км от устья, Кольский полуостров	ЛУ-464А ЛУ-464В	85500±3200 86000±3900
<i>Cardium edule</i> из морских отложений в разрезе Малый Кут в западной части северной "лопасти" Таманского полуострова	ЛУ-808В ЛУ-808В	115000±3100 115000±3100
<i>Raphia senesens</i> из средней части морских отложений в разрезе Эльтиген на западном побережье Керченского пролива близ Тобечикского озера	ЛУ-805-1А ЛУ-805-1В ЛУ-805-2В	125000±5000 102290±3200 97300±2800
<i>Cardium tuberculatum</i> из того же слоя	ЛУ-802А ЛУ-802В	90600±3100 107400±3800
<i>Cardium edule</i> из разреза на мысе Кроткова (останец) в западной части южной "лопасти" Таманского полуострова	ЛУ-804А ЛУ-804-1В ЛУ-8042А ЛУ-804-2В	88900±2200 98000±2400 98900±2200 100500±2100

Примечание. А – внешняя фракция, В – внутренняя.

(Арсланов, 1975) изучены новые опорные разрезы, позволяющие более детально ее обосновать.

Микулинское межледниковье, ранневалдайские стадии и межстадии. Для датирования событий микулинского межледникового и ранневалдайскими нами применен усовершенствованный вариант уран-иониевого метода (Арсланов и др., 1976). Датирование проводилось по образцам хорошо сохранившихся толстостенных раковин моллюсков, отобранных из отложений карангатской и бореальной трансгрессий Черного, Белого и Баренцева морей. Континентальные отложения были датированы радиоуглеродным методом. Результаты приведены в табл. 1.

Наиболее надежная для датирования внутренняя фракция раковин моллюсков из типично карангатских отложений в разрезах Малый Кут и Эльтиген имеет возраст 115–95 тыс. лет, а из отложений бореальной

трансгрессии Баренцева и Белого морей в разрезах Святоносский залив, Малая Качковка и Чапома – 114–86 тыс. лет (Арсланов и др., 1981, 1983). Приведенные датировки несколько моложе, чем возраст последнего межледниковья, установленный путем датирования коралловых террас и океанических осадков. Как известно, возраст этого межледниковья – субстадия 5е изотопно-кислородной шкалы: 128–116 тыс. лет (Morley, Haas, 1981).

Датирование уран-иониевым методом образцов кораллов (наиболее надежного материала для датирования) и раковин моллюсков из одного и того же слоя показывает, что раковины обычно имеют несколько меньший возраст, чем кораллы. Наиболее вероятная причина этого заключается в более позднем привносе урана в раковины (Арсланов и др., 1976). С учетом такой тенденции полученные датировки отложений карангатской и бореальной трансгрессий (115–86 тыс. лет) удовлетворительно сопоставляются с хронологией по изотопно-кислородной шкале (128–116 тыс. лет).

Датированные осадки бореальной трансгрессии на Кольском полуострове по результатам конхилиофаунистического, микрофаунистического, диатомового и спорово-пыльцевого анализов относятся к микулинскому межледниковью (Арсланов, Евзеров и др., 1981).

Путем изотопного, фаунистического и палинологического анализов двух кернов, взятых близ берега в Норвежском море и Тихоокеанского побережья США, показано, что межледниковая субстадия 5е изотопно-кислородной шкалы в морских осадках включает полный цикл последовательности изменений растительности, характерный для эмского и сангамонского межледниковий (Heusser, Shackleton, 1979; Mangerud et al., 1979).

Довольно резкое похолодание в конце микулинского межледниковья или в ранневалдайское время выявлено при анализе лиманных глин в разрезе мыса Кроткова на Таманском полуострове (Арсланов и др., 1983). Раковины моллюсков в средней части толщи глин имеют возраст около 100–95 тыс. лет (см. табл. 1), а вмещающая толща, по заключению палинолога Н.А. Гей, формировалась в холодных влажных условиях таежных лесов: в палиноспектрах господствует пыльца древесных пород (93–98%), в основном сосны (55–65%) и ели (22–35%), присутствует пыльца березы (5–10%).

Значительное похолодание после микулинского межледниковья произошло 116–110 тыс. лет назад. В это время полярный фронт в Атлантическом океане резко продвинулся на север и проходил южнее Исландии; уровень океана, по данным исследования коралловых террас, на Новой Гвинее понизился на 50–70 м ниже современного. Эта холодная стадия, относящаяся по изотопно-кислородной шкале океанических осадков к межледниковой стадии 5 (конкретно 5_d), в континентальных отложениях соответствует уже вюрмской эпохе (вюрм-I). По-видимому, в это время в смоленскую фазу криогенеза в перигляциальных районах Русской равнины отлагались лёссовидные суглинки, которые разделяют микулинский и ранневалдайский горизонты ископаемых почв (Величко, 1977). В ледни-

ковых районах Русской равнины это похолодание коррелируется с курголовской стадией.

В раннем вюрме около 105–100 тыс. и 85–80 тыс. лет назад имели место две крупные трансгрессии океана, зафиксированные в виде коралловых террас на островах Барбадос, Новая Гвинея, Тимор и др. В континентальных разрезах этим трансгрессиям, вероятно, соответствуют широко распространенные в Европе осадки двух умеренно теплых ранневюрмских межстадиалов (амерсфорт+бреруп и оддераде в Западной Европе, чериковский+тарасовский и круглицкий в Белоруссии, Ионенис I и Ионенис II в Литве, верхневолжский+тосненский и килешинский в северо-западных и центральных районах Русской равнины). Эти два межстадиала сопоставляются с субстадиями 5с и 5а изотопно-кислородной шкалы океанических осадков.

Радиоуглеродный возраст ранневисконсинского межстадиала сепьер (США) составляет 74700 ± 2700 лет (Stuiver et al., 1978), а возраст верхней части отложений самого молодого ранневюрмского межстадиала в разрезе Гранд Пиль во Франции – около 70 тыс. лет (Woillard, Mook, 1982). Это означает, что полученные ранее радиоуглеродные датировки отложений ранневюрмских межстадиалов амсфорт, бреруп и оддераде в интервале 68–60 тыс. лет (Grootes, 1977) занижены и отражают лишь минимальный возраст. По растительным остаткам из 10 разрезов ранневалдайских межстадиалов на Русской равнине получен запредельный возраст – более 56–45 тыс. лет (Арсланов, 1975, 1987).

За ранневалдайскими межстадиалами, как известно, наступила ранневалдайская (вюрмская) стадия оледенения. По геохронологии океанических осадков эта стадия (изотопная стадия 4) охватывает интервал 72–58 тыс. лет (Morley, Haas, 1981). В это время полярный фронт в Атлантическом океане сместился на юг до 45° с.ш. (Ruddiman, McIntyre, 1977). По данным шведских исследователей, ледниковый покров в Скандинавии в указанную стадию распространился лишь до широты Стокгольма, а Южная Швеция (Скония) не подвергалась оледенению ранее чем 21 тыс. лет назад (Berglund, Lagerlund, 1981; Lundqvist, 1981).

Отложения ранневалдайской стадии нами изучены в разрезах у ст. Шестихино Ярославской обл., д. Килешино близ Селижарова и д. Мигово близ Гродно. Эти отложения, по палеоботаническим данным Ф.Ю. Великевича и Е.А. Спиридоновой формировавшиеся в условиях тундры и лесотундры, имеют возраст более 47–49 тыс. лет (Арсланов, 1975; Спиридонова и др., 1981). На Русской равнине, как и в ряде стран Западной Европы (Англия, Дания, ФРГ), краевые образования ранневалдайской (вислинской) стадии еще надежно не идентифицированы.

Средневалдайский неледниковый интервал. Интервал времени между ранне- и поздневалдайскими ледниковыми стадиями охватывает средневалдайский межстадиальный комплекс (мегаинтерстадиал), включающий несколько межстадиалов и этапов похолоданий между ними. Путем датирования растительных остатков установлено, что средневалдайский (вюрмский, вислинский) мегаинтерстадиал охватывает период прибли-

тельно от 60–58 тыс. до 25 тыс. лет (Арсланов, 1987; Woillard, Mook, 1982). По геохронологической шкале океанических осадков он занимает интервал времени 58–27 тыс. лет (Morley, Hays, 1981).

Отложения средневалдайского мегаинтерстадиала изучены нами совместно с геологами, географами и палеоботаниками в 31 разрезе от Западной Белоруссии до Предуралья и от побережья Баренцева моря до Абхазии (Арсланов, 1987).

Наиболее древний возраст средневалдайских отложений (52000 ± 1690 лет) определен в разрезе Рокай близ Каунаса (Гайгалас и др., 1987). Результаты палинологического анализа свидетельствуют о распространении лесотундровой и тундровой растительности на данной территории в средневалдайское время.

В северо-восточных районах Русской равнины (бассейны р. Северная Двина, Вычегда и Печора) в период 48–45 тыс. лет назад климатические условия были более благоприятны и близки к современным. В интервале 45–42,5 тыс. лет на северо-востоке Русской равнины наступило ухудшение климата; широкое распространение получили травянистые сообщества из полыней и ерниковые тундры. В период 42,5–38 тыс. лет на данной территории произошло новое потепление и произрастала лесная растительность (Арсланов, Лавров и др., 1980; Арсланов и др., 1984).

Геохронологические и палеоботанические результаты изучения средневалдайских отложений позволяют в рассматриваемом интервале времени 52–25 тыс. лет выделить два крупных этапа потепления: 52–36 тыс. лет назад – межстадиалы красногорский и Гражданский просpekt (на северо-востоке Русской равнины в пределах этого интервала выделяется этап похолодания 45–42,5 тыс. лет) и 32–25 тыс. лет – дунаевский межстадиал, аналог брянского интервала в перигляциальных районах. Эти межстадиалы разделяет леясциемское похолодание (36–32 тыс. лет). В максимуме этого похолодания 34–33 тыс. лет в Латвии (разрез Леясциемс), северо-восточной Белоруссии (Михалиново) и в бассейне Нижней Печоры (Созьва) существовала травянистая тундра (Арсланов, 1975; Арсланов, Лавров и др., 1980а; Вознячук и др., 1981). Это глобальное похолодание в Северном полушарии зафиксировано в Западной Европе (между межстадиалами денекамп и хенгело), Сибири (конощельское и лохподгорское похолодание) и в Северной Америке (стадия черитри).

Во время дунаевского межстадиала в северо-западных (разрез Дунаево), центральных (Шенское, Новомончалово) и северо-восточных (Мамыль) районах Русской равнины господствовали березово-сосновые и елово-сосновые леса (Арсланов, Бреслав и др., 1981; Спиридонова и др., 1981). Ранее было показано, что три климато-геохронологические фазы – межстадиал Гражданский просpekt (50–36 тыс. лет назад), леясциемское похолодание (36–32 тыс. лет назад) и дунаевский межстадиал (32–25 тыс. лет назад) – приблизительно сопоставляются с тремя аналогичными климатическими фазами в Сибири, Западной Европе и Северной Америке, а также с фазами изотопно-кислородной шкалы океанических осадков (Арсланов, 1975). Новые данные последних лет подтвердили проведенные ранее сопоставления.

Большой охват территории, где расположены изученные разновозрастные разрезы, дает возможность выявить важные природные закономерности среднего валдая. На средних и высоких широтах Европы с запада на восток наблюдается резкое потепление климата среднего вюрма (валдая) (Арсланов, 1975, 1982). Если в его оптимуме 48–45 тыс. и 42–39 тыс. лет назад в прилегающих к Атлантическому океану и Северному морю районах (Англия, Дания, Голландия, Бельгия, ФРГ) была кустарниковая тундра, в Белоруссии – лесотундра вблизи границы тайги, в северо-западных и центральных районах Русской равнины – северная тайга, в бассейнах Северной Двины и Вычегды – таежные леса, аналогичные современным, то в бассейне р. Нижней Печоры и далее на восток островные леса из ели, сосны и березы выходили к побережью Баренцева моря, т.е. распространялись гораздо севернее, чем в настоящее время. На месте современной лесотундры и южной тундры в Большеземельской и Малоземельской тундре 48–45 тыс. лет назад преобладали лесные формации (разрезы Шапкина I, II, Созьва, р. Черная, Урдюга, Тырыбей) (Арсланов, Лавров и др., 1980). Очевидно оптимумы среднего валдая в западных и центральных районах Русской равнины представляли собой типичные межстадиалы, а на северо-востоке Русской равнины (Архангельской обл. и Коми ССР) напоминали межледниковье, которое далее к востоку, как известно, называется каргинским. Аналогичная картина, по данным А. Дрейманиса, наблюдается в Северной Америке (Lamb, 1977). Таким образом, в приатлантической части Европы и Америки в среднем вюрме были холодные климатические условия. Это может быть обусловлено, во-первых, близостью Лаврентийского и Скандинавского ледниковых покровов, которые отчасти сохранились в среднем вюрме, во-вторых, тем, что в это время теплое течение Гольфстрим не проникало на север далее 50° с.ш. (Ruddimen, McIntyre, 1977); это вызвало похолодание в Западной Европе и на западе Русской равнины.

Межледниковый климат среднего вюрма в районах, удаленных от центров Лаврентийского и Скандинавского ледниковых покровов и холодного Атлантического океана (северо-восток Русской равнины, Сибирь, центральные и западные районы Канады), может быть обусловлен высоким значением летней инсоляции – 55–40 тыс. лет назад на высоких широтах, лишь несколько меньшим, чем инсоляция микулинского межледниковья и оптимума голоцена (Арсланов, 1975, 1982). Кажется, эта закономерность подтверждается при сопоставлении климато-геохронологических данных разрезов на р. Черная побережья Баренцева моря и разреза Дзигута близ Сухуми. В первом разрезе в оптимуме среднего валдая около 47 тыс. лет назад на месте современной лесотундры были развиты хвойные леса с примесью березы, а в районе Сухуми в это же время – пихтовые и еловые леса с примесью бука – растительностью, которая там произрастает на высоте 1200 м и выше (Арсланов и др., 1980).

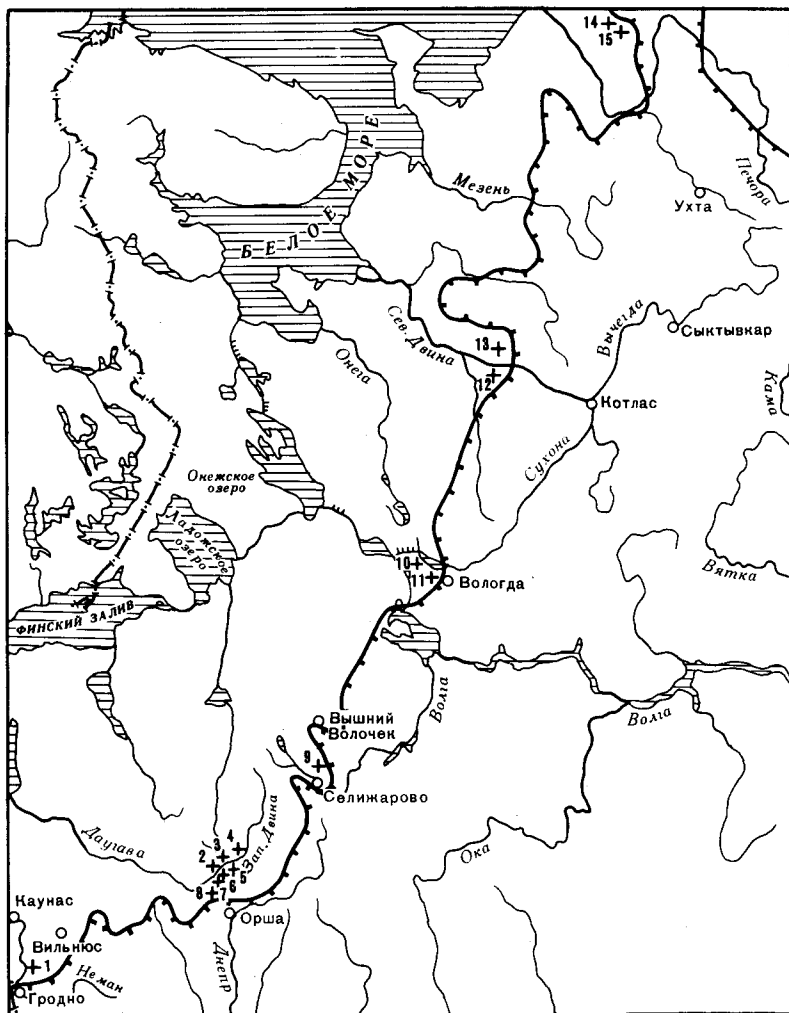
Поздневалдайская стадия оледенения и позднеледниковье. Путем датирования растительных остатков из осадков, перекрытых ледниковыми отложениями в краевой зоне максимальной стадии (или вблизи нее), радиоуглеродным методом установлен поздневалдайский возраст этой

Геохронологическая шкала позднего плейстоцена

Климато-геохронологические подразделения				Возраст, тыс. лет	Изотоп- но-кис- лородная стадия
Голоцен				10,2–0	1
Валдайский надгоризонт	Поздне- валдай- ские стадии и меж- стадиал	Деграда- ция оледе- нения	Верхний дриас	11,0–10,2	2
			Аллеред	11,8–11,0	
			Средний дриас	12,0–11,8	
			Бёллинг	12,4–12,0	
			Нижний дриас	13,0–12,4	
			Раунисский межстадиал	13,7–13,0	
			Вепсовская стадия	15,0–13,7	
			Потепление	16,5–15,0	
	Максималь- ная стадия	Бологовско-едровская стадия	25,0–16,5		
	Средневалдайский мегаинтерстадиал	Дунаевский (брянский) межстадиал	32,0–25,0	3	
		Леясиемское (михалиновское) похолодание	36,0–32,0		
		Межстадиал Гражданский проспект	42,5–36,0		
Шапкинское похолодание		45,0–42,5			
Красногорский (рокайский) межстадиал		58,0–45,0			
Ранневалдайские стадии и межстадиалы	Шестихинское похолодание	72,0–58,0	4		
	Килешинский (круглицкий, Ионенис II) межстадиал	85,0–72,0	5a		
	Похолодание	95,0–85,0	5		
	Верхневолжский+тосненский (чериковский+тарасовский, Ионенис I) межстадиал	105,0–95,0	5c		
	Курголовское похолодание	116,0–105,0	5		
Микулинское межледниковье (бореальная, карантатская, верхнехазарская трансгрессии)				128,0–116,0	5

на Русской равнине в этот период не выявлено ледниковых стадий, то средневалдайский возраст подморенных отложений означает, что перекрывающие их ледниковые отложения формировались в поздневалдайскую стадию оледенения. Таким образом, средне- и поздневалдайский возраст подморенных органогенных отложений в зоне краевых образований или вблизи нее по всему периметру – от Гродно до бассейна Печоры – доказывает поздневалдайский возраст максимальной стадии валдайского оледенения (см. рисунок). Этот вывод хорошо согласуется с данными о максимальном объеме ледникового покрова в позднеюрмскую стадию по анализу ^{18}O в океанических осадках (CLIMAP project..., 1985), о максимальном продвижении на юг полярного фронта в Северной Атлантике 18–17 тыс. лет назад (Belenger, 1982) и согласуется с заключением автора проекта КЛИМАП, объединяющего 18 научных учреждений, о том, что Лаврентийский и Скандинавский ледниковые покровы достиг-

2. Зак. 1989



Пределы распространения максимальной (бологовской) стадии валдайского оледенения (Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982) и расположение датированных разрезов в маргинальной зоне валдайского оледенения

1–15 – датированные опорные разрезы: 1 – Гожа, 2 – Слобода, 3 – Дригалуки, 4 – Шапурово, 5 – Каспляне, 6 – Михалиново, 7 – Рубежница, 8 – Чижевка, 9 – Килешино, 10 – Пучки, 11 – Ирхино, 12 – Юмиж, 13 – Томаша, 14 – Шапкина I, 15 – Шапкина II

стадии в разрезах от Западной Белоруссии до бассейна р. Печоры (см. рисунок). В первых 8 разрезах органогенные слои, перекрытые ледниковыми отложениями, имеют поздневалдайский возраст. В остальных разрезах подморенные органогенные слои формировались в течение средневалдайского неледникового интервала. Поскольку в Западной Европе и

ли максимального распространения 18±2 тыс. лет назад (CLIMAP project..., 1976).

За максимальной стадией валдайского оледенения наступило кратковременное потепление, которое зафиксировано во многих пунктах Земли (Арсланов, 1975). На Русской равнине органогенные осадки, соответствующие данному интервалу, пока не выявлены. За этапом потепления 16,5–15 тыс. лет назад наступило довольно резкое похолодание, и, по-видимому, в это время на Русской равнине формировались краевые образования вепсовской стадии. Последовательность событий после второго ледникового максимума в целом установлена: это межстадиалы – раунис, бёллинг, аллеред и разделяющие их похолодания нижнего, среднего и верхнего дриаса. За последние годы в Латвии мы изучили два новых разреза раунисского межстадиала – Бурзава и Лидумниеки (Арсланов, Кондратене и др., 1981). В этих разрезах межстадиальный торф имеет датировки около 13 тыс. лет.

В табл. 2 приводится геохронологическая шкала позднего плейстоцена европейской части Русской равнины, разработанная на основе полученных геохронологических данных. Названия межстадиалов и этапов похолоданий соответствуют названиям разрезов, где они впервые изучены (разрезы Дунаево, Леясциемс, Михалиново, Гражданский проспект, Шапкина, Красная Горка, Шестихино, Ионенис I, II, Килешино, Тосно).

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1975, № 43. С. 3–25.
- Арсланов Х.А. Радиоуглеродная хронология валдайской эпохи Русской равнины // 11-й конгресс ИНКВА (Москва, 1982): Тез. докл. М., 1982. Т. 2. С. 11–12.
- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Наука, 1987. 300 с.
- Арсланов Х.А., Бреслав С.А., Заррина Е.П. и др. Климатостратиграфия и хронология среднего валдая Северо-Запада и Центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 22–27.
- Арсланов Х.А., Гей Н.А., Измайлов Я.А. и др. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднеледниковых морских террас побережья Керченского пролива // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1983. № 12. С. 69–80.
- Арсланов Х.А., Гей Н.А., Лядов В.В., Тертычная Т.В. // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 131–138.
- Арсланов Х.А., Везеров В.Я., Тертычная Н.И., Герасимова С.А., Локшин Н.В. К вопросу о возрасте отложений бореальной трансгрессии на Кольском полуострове // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 28–37.
- Арсланов Х.А., Кондратене О.П., Крукле М.Я. и др. О возрасте и палеогеографии отложений раунисского межстадиала на территории Латвии // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1981. № 6. С. 96–102.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В. и др. Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на Северо-Востоке Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 68–81.
- Арсланов Х.А., Левина Н.Б., Останин В.Е. и др. О геохронологии и стратиграфии позднего плейстоцена и раннего голоцена бассейна р. Северной Двины // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1984. № 12. С. 57–66.

- Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Локшин Н.В. К вопросу о датировании морских раковин моллюсков по отношению $^{230}\text{U}/^{234}\text{U}$ // Геохимия. 1976. № 11. С. 1724–1734.
- Величко А.А. Опыт палеогеографической реконструкции природы верхнего плейстоцена для территории Восточной Европы и СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. № 4. С. 28–44.
- Виймстра Т.А., Хульшоф О.К. Исследование мощных разрезов континентальных отложений среднего и верхнего плейстоцена // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. С. 130–133.
- Вознячук Л.Н., Санько А.Ф., Арсланов Х.А., Лядов В.В., Тертычная Т.В. К геохронологии и палеогеографии среднего и позднего валдая восточной части Белорусского Поозерья // Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии и археологии. Тарту, 1981. С. 24–27.
- Гайдалас А.И., Арсланов Х.А., Банис Ю.Ю. и др. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 88–97.
- Спирidonова Е.А., Арсланов Х.А., Малаховский Д.Б. Палеогеография Европы за последние 100 тыс. лет. М., 1982.
- Belenger P.E. Paleo-oceanography of the Norwegian Sea during the past 130000 years: coccolithophorid and foraminiferal data // Boreas. 1982. Vol. 11, N 1. P. 29–36.
- Berglund B.E., Lagerlund E. Eemian and Weichselian Stratigraphy of South Sweden // Ibid. 1981. Vol. 10, N 4. P. 323–362.
- Chappel J. Geology of coral terraces, Huron peninsula, New Guinea. A study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol. 85, N 4. P. 553–570.
- CLIMAP project members. The surface of the ice-age Earth // Science. 1976. Vol. 191, N 4232. P. 1131–1137.
- CLIMAP project members. The last interglacial Ocean // Quatern. Res. 1985. Vol. 21, N 2. P. 123–224.
- Grootes P.M. Enrichment of radiocarbon for dating samples up to 75000 years // Low-radioactivity measurements and applications. Bratislava, 1977. P. 93–98.
- Heusser L.E., Shackleton N.J. Direct marine-continental correlation: 15 000-year oxygen isotope-pollen record from the North Pacific // Science. 1979. Vol. 204, N 4395. P. 837–838.
- Lamb H.H. Climatic analysis // Philos. Trans. Roy. Soc. London, B. 1977. Vol. 280, N 972. P. 341–350.
- Lundqvist J. Weichselian in Sweden before 15 000 B.P. // Boreas. 1981. Vol. 10, N 4. P. 395–402.
- Mangerud J., Sonstegaard E., Sejrup H.-P. Correlation of the Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen isotope stratigraphy // Nature. 1979. Vol. 277, N 5693. P. 189–192.
- Morley J.J., Hays J.D. Toward a high-resolution global deep-sea chronology for the last 75 000 years // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53, N 3. P. 279–295.
- Ruddiman W.F., McIntyre A. Late Quaternary surface ocean kinematics and climatic change in the high-latitude North Atlantic // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 27. P. 3877–3887.
- Ruddiman W.F., Sancetta C.D., McIntyre A. Glacial/interglacial response of subpolar North Atlantic waters to climatic change: The record in oceanic sediments // Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1977. Vol. 280, N 972. P. 119–142.
- Stuiver M., Heusser C.J., In Che Yang. North American glacial history extended to 75 000 years ago // Science. 1978. Vol. 200, N 4337. P. 16–21.
- Woillard G.M., Mook W.G. Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies // Ibid. 1982. Vol. 215, N 4529. P. 159–161.

А.А. Величко, Ю.Н. Грибченко, Е.И. Куренкова

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОЛИТА РУССКОЙ РАВНИНЫ В СВЕТЕ ДАННЫХ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Вопрос о времени проникновения доисторического человека на территорию Русской равнины до сих пор нельзя считать полностью решенным. К настоящему времени мы располагаем данными о том, что в среднем плейстоцене на Русской равнине существовали первобытные человеческие коллективы носителей ашельской культуры. Более ранние следы пребывания здесь людей пока не известны. Главным центром расселения, по всей видимости, был Кавказ. Некоторые исследователи считают, что существовал путь через Балканы и Центральную Европу, о чем свидетельствуют данные изучения стоянки Королево I в Закарпатье (Адаменко, Гродецкая, 1987).

Все памятники раннего палеолита европейской части бывшего СССР располагаются южнее 50° с.ш. Это широко известные стоянки Лука Врублевская и грот Выхватинцы на р. Днестре, Герасимовка, Веселое, Хрящи и Михайловское в Приазовье и на нижнем Дону и др. Время обитания этих ашельских местонахождений – конец среднего – начало позднего плейстоцена. Главным образом указанные районы были заселены в эпоху микулинского межледникового.

Гораздо лучше изучены и намного многочисленнее мустьерские памятники. Они располагаются не только в южных районах страны, но заходят намного севернее, вплоть до бассейна верхнего Днепра. Существующий фактический материал показывает, что уже в самом начале валдайского (вюрмского) времени некоторые районы Восточной Европы, а также Закавказье входили в территорию стабильного заселения мустьерским человеком. Вместе с тем корни мустьерского этапа в европейской части могли уходить в эпоху микулинского межледникового. Об этом, в частности, свидетельствует находка мустьерского остроконечника в отложениях морской террасы карангатского возраста в Крыму (Гвоздовер, Невеский, 1961). Наиболее поздние мустьерские стоянки, согласно их хроностратиграфическому положению и радиохронологическим определениям, датируются холодным временем, которое непосредственно предшествует брянскому (денекампу) интерстиадиалу, т.е. около 35–32 тыс. лет назад.

Геоэкологическая обстановка в рассматриваемом регионе в целом характеризовалась высокой неустойчивостью, изменчивостью как в равнинных, так и в горных областях. Однако конкретное содержание ландшафтно-климатических условий на Восточно-Европейской равнине, в Крыму и Предкавказье, с одной стороны, и в Закавказье, с другой – принципиально различались. Их можно рассматривать как две области со своими специфическими чертами.

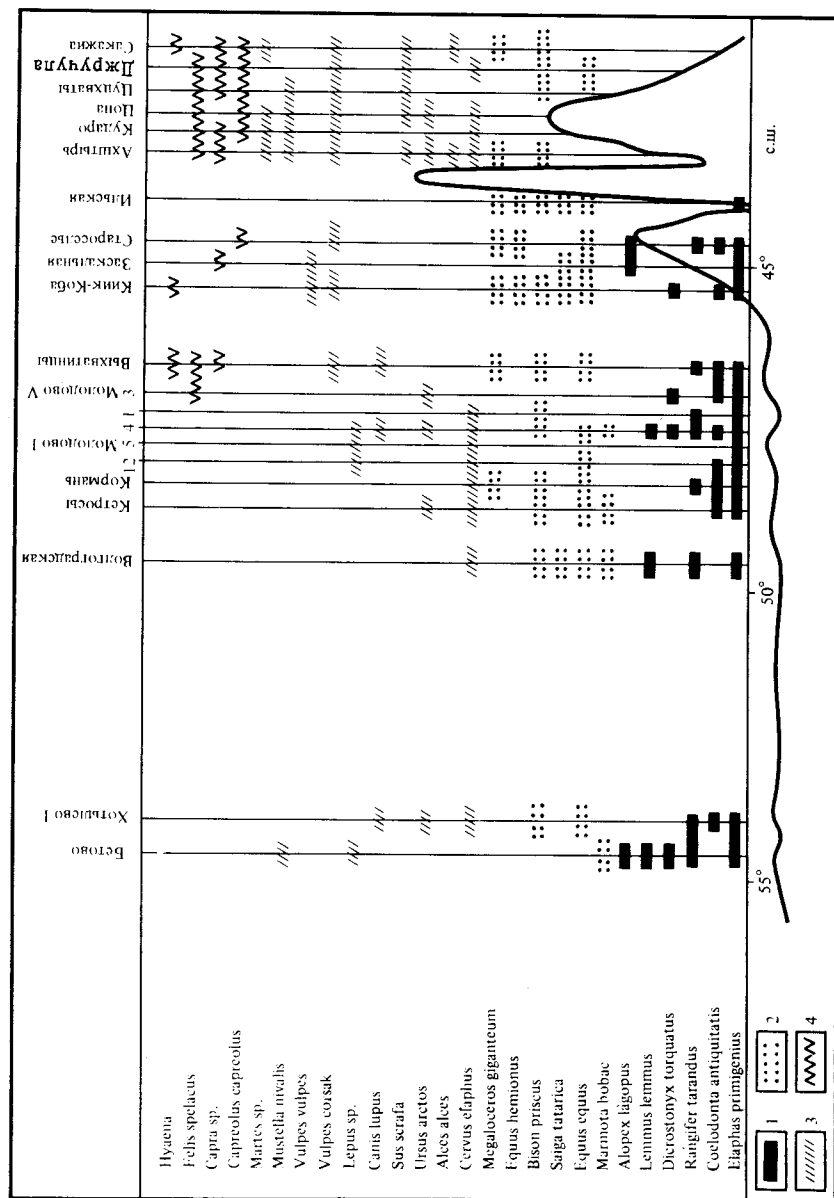
В первой области не только вблизи северных пределов обитания мустьерцев (верхний Днепр), но и в южных районах равнины – бассейне

р. Днестра начало валдайской эпохи характеризуется появлением тундровых элементов и развитием криогенных процессов. Конечно, природная обстановка на протяжении начальной и средней поры валдая была далеко не однородной. Роль лесных ассоциаций практически проявлялась все время. Она возрастала в интерстиады особенно начальной поры валдая в эпоху крутицкого интерстиада (амерсфорт и бреруп). В среднюю пору валдайской эпохи значение тундровых элементов заметно усиливалось. Наличие в фитоценозах представителей тундровой флоры: карликовой березы, ольшанника, плаунка сибирского становилось более стабильным. Наряду с ними заметную роль играли и степные ассоциации. Участилось проявление мерзлотных процессов, главным образом солифлюкционных.

Во второй области – Закавказье – изменения в составе растительности на протяжении мустьерской эпохи носили существенно иной характер. В это время, за исключением нескольких (одного-двух) коротких интервалов, здесь господствовала лесная, иногда разреженная растительность с преобладанием хвойных, но с участием широколиственных. Климат хотя и становился более прохладным, но оставался влажным и достаточно мягким.

Весьма четкие различия между двумя рассматриваемыми областями выявляются по составу фауны (рис. 1). Состав костных остатков на мустьерских стоянках Закавказья свидетельствует о том, что здесь фауна сохраняет черты, свойственные горным районам с прохладно-умеренным (в раннем валдае – тепло-умеренным) климатом, с большим разнообразием ландшафтных обстановок при обязательном участии лесных элементов. Так, в составе фауны, как правило, присутствуют лось, благородный олень, кабан, бурый медведь. Большую роль, конечно, играют представители горной фауны. С переходом в первую область (Восточно-Европейская равнина, северные предгорья Кавказа и Крыма) состав фауны претерпевает существенные изменения, появляется группа полярно-арктической фауны (шерстистый носорог, мамонт, северный олень, песец). Представители этой группы присутствуют практически во всех мустьерских слоях на стоянках области, вплоть до низкогорной части Крыма и Предкавказья.

Таким образом, выявляется обширная область обитания мустьерского человека среди специфических ландшафтов, отличавшихся большой мозаичностью, в которых сочетались леса, распространявшиеся по долинам (преимущественно хвойные, в интерстиадах с участием широколиственных), открытые травянистые пространства на более возвышенных местах с участием тундровых элементов и микротермов. Эти ландшафты можно было бы назвать перигляциальными, но они существенно отличались от тех, за которыми уже закрепилось в нашей литературе понятие "перигляциальные ландшафты" – ландшафты тундро-степного облика со слабым участием лесных компонентов, с интенсивным развитием мерзлоты и резко континентальным холодным климатом. Эти условия и ландшафты, как известно, стали господствующими в эпоху верхнего палеолита.



Ландшафты начала и середины валдайской эпохи свидетельствуют о холодных условиях, близких к полярным, но более мягких, влажных. При таком гидротермическом режиме "слабого" перигляциала даже небольшие потепления могли вызвать существенные перестройки в состоянии растительности. Вероятно, применение к такой природной обстановке термина "перигляциал" без необходимых оговорок может привести к путанице. Такую обстановку можно охарактеризовать как умеренно полярный гумидный перигляциал (параперигляциал).

В целом для мустьерской эпохи на территории Европы выделяется несколько геоэкологических областей (провинций). В первую очередь устанавливается обширная параперигляциальная область специфических холодных ландшафтов, в которых сложно сочетались лесные, лугово-тундровые и степные элементы. Эта область занимала равнинно-холмистые и среднегорные пространства всей Европы, в ее средней и северной полосах. Такую ландшафтную зону можно назвать влажной умеренной перигляциальной (параперигляциальной). В свою очередь ее можно подразделить на две провинции. Первая – восточная – с более континентальным и суровым климатом и со стабильным участием полярно-арктических группировок. В составе фауны встречались мамонт, шерстистый носорог, северный олень, лемминг. Такую провинцию можно назвать параперигляциальной влажной, полярно-умеренной. Ее границы на запад простирались до территории Польши, Чехо-Словакии и Румынии. Западнее располагалась вторая провинция с более мягкими условиями, где отсутствовали полярно-арктические группировки в растительности, а из фауны аналогичного характера более или менее стабильно отмечался лишь северный олень. Эту более океаническую провинцию можно назвать параперигляциальной влажной холодно-умеренной провинцией. Южно-европейское Средиземноморье имело много общих черт с особенностями ландшафтов и климатов Закавказья. Вторая крупная ландшафтно-климатическая область широтного характера, в которой обитали мустьерцы, выявляется на юге Европы и в Закавказье. Ее можно назвать средиземноморско-закавказской влажной умеренной.

Климатические процессы, определявшие ситуацию в мустьерскую эпоху, можно сопоставить с ситуацией, которая наступает при похолоданиях сейчас. Однако и здесь существовали широтные различия, которые можно охарактеризовать как провинции: 1) Средиземноморская с более мягкими условиями и 2) Закавказская, более холодная. На юго-востоке к южной области, вероятно, можно подключить еще одну провинцию – 3) Ближневосточную.

Процесс перехода от мустье к позднему палеолиту не являлся одноактным событием. Он был длительным и охватывал интервал 10–15 тыс. лет,

Рис. 1. Состав фауны крупных млекопитающих из мустьерских стоянок Восточно-европейской равнины и Кавказа, их экологическая принадлежность и расположение на меридиональном профиле

1 – полярно-арктические и перигляциальные виды; 2 – степные виды; 3 – лесные виды; 4 – горные виды

отличаясь неравномерно диффузионным характером. Элементы позднепалеолитической техники начали проявляться глубоко в недрах мустьерской эпохи, что отмечалось А.П. Чернышом (1965) для стоянки Молодово I, где в мустьерском слое (древнее 44 тыс. лет) найдена группа орудий с позднепалеолитическими чертами. То же самое имеет место и на стоянке Кормань IV и в некоторых других (например, на стоянке Бачо Киро в Болгарии).

Все это позволяет считать, что относительно суровые климатические условия и неустойчивые ландшафтные обстановки территории Восточной Европы в начале валдайской ледниковой эпохи не являлись препятствием для развития здесь первобытного общества. Напротив, можно полагать, что отдельные группы мустьерцев хорошо адаптировались к этим условиям, а для их хозяйственной деятельности, в основном имевшей охотничью направленность, эти условия были предпочтительными.

Очевидно, что холодные импульсы и существенные перестройки ландшафтных обстановок играли стимулирующую роль в развитии первобытного общества. Такие перестройки требовали мощной мобилизации интеллектуальных и физических сил для создания защитных систем. Одной из важнейших форм таких защитных систем является появление жилых конструкций на открытых равнинных стоянках перигляциальной области (например, Молодово I, сл. 4).

Конечно, сложный и еще слабо познанный процесс перехода от мустье к позднему палеолиту происходил небезболезненно, совпадая не только со сменой хозяйственной деятельности и социальной организации общества, но и самого типа человека. Процесс перехода сопровождался некоторым спадом в уровне материальной культуры, ее деспециализацией. Нечто подобное происходило и на более поздних этапах человеческой истории при переходе от позднего палеолита к неолиту (мезолит).

Для Европы переход от мустье к позднему палеолиту совпадает по времени с потеплением хенгело (40–30 тыс. лет назад), а расцвет позднего палеолита связан с заключительным этапом валдайского времени. Именно со временем заметного ухудшения климата совпадает глубокое проникновение первобытных охотников в центральные районы Русской равнины. С установлением здесь господства криоксеротических условий позднепалеолитические племена начинают свое длительное существование в центральных районах европейской части бывшего СССР с миграциями далеко на север и северо-восток.

На фоне максимально суровых природно-климатических условий валдайской эпохи происходили определенные колебания, связанные с этапами некоторого потепления: брянское время (32–24 тыс. лет назад) и трубчевский интервал (около 17 тыс. лет назад), которые зафиксировались в виде почвенного покрова или уровня оглеения. Экстремально суровые условия наступили после брянского времени, когда своего максимального развития достиг валдайский ледниковый покров. В этот период на всем пространстве Русской равнины, к северу от 40-х широт преобладали довольно однородные (гиперзональные) перигляциальные ландшафты, основной чертой которых было широкое распространение безлесных

пространств с холодолюбивой тундровой растительностью на многолетней мерзлоте.

Для Русской равнины можно выделить 4 основных этапа развития ландшафтов в среднем и позднем валдае, с которыми тесно связаны этапы развития и расселения первобытного общества. Первый из них отвечает добрянскому времени (до 32 тыс. лет назад), второй – брянскому интервалу (32–24 тыс. лет назад), третий – времени максимального похолодания (23–17 тыс. лет назад) и четвертый – позднеледниковью (16–12 тыс. лет назад). Для первого этапа характерно сосредоточение мустьерских стоянок в южной части Русской равнины и отдельные проникновения первобытного человека в более северные районы. В этап брянского потепления доисторические люди освоили значительную часть Русской равнины (Молодово V, сл. 9, 8, 7; Костенки VIII, XVI, XVII; Кормань IV; Юровичи; Сунгирь; Русаниха). В этот период относительного потепления, сопровождавшегося определенным затуханием рельефообразующих процессов и стабилизацией дневной поверхности за счет формирования почвенного покрова, первобытные охотники не только активно осваивали центральные районы Русской равнины в зоне многолетней мерзлоты, но и проникали далеко на северо-восток (стоянки Бызовая и Медвежья на Печоре).

Анализ фауны памятников этого времени (рис. 2) показывает, что набор промысловых животных в северных и более южных районах был в целом очень близким. В культурных слоях практически всех стоянок присутствуют костные остатки мамонта, особенно их много в деснинских стоянках Хотылево II и Юровичи (Soffer, 1985). В отдельных случаях некоторые племена отдавали предпочтение какому-либо одному виду, как, например, на соседних стоянках Бызовая и Медвежья, где на первой преобладал мамонт, а на второй – северный олень (Кузьмина, 1971). Это свидетельствует о появлении определенной специализации в охотничьей деятельности, но еще не везде четко выраженной.

Последовавшее затем поздневалдайское похолодание и распространение на юг ледникового покрова относятся к третьему этапу (23–16 тыс. лет назад). Именно в этот период господствующими стали гиперзональные ландшафтно-климатические условия, аналогов которым в настоящее время не существует (Величко, 1973). Господство открытых тундро-степных пространств и развитие оледенения на территории Русской равнины, расширение области многолетней мерзлоты активизировали процессы лёссовообразования, особенно в бассейнах рек Десны и Днепра. Именно эти районы и более южные области, за пределами развития многолетней мерзлоты, наиболее привлекали первобытных охотников. Тундро-степные пространства, богатые высококалорийной биомассой, более всего привлекали позднепалеолитического человека. Основу его хозяйственного уклада составляла охота на крупных травоядных млекопитающих, для которых данные условия были наиболее благоприятны (рис. 2, б). В северных районах (бассейн р. Десны) основным объектом добычи был мамонт, а в южных – преобладал бизон (Анетовка, Мураловка, Золотовка). В промежуточной зоне вдоль границы многолетней мерзлоты

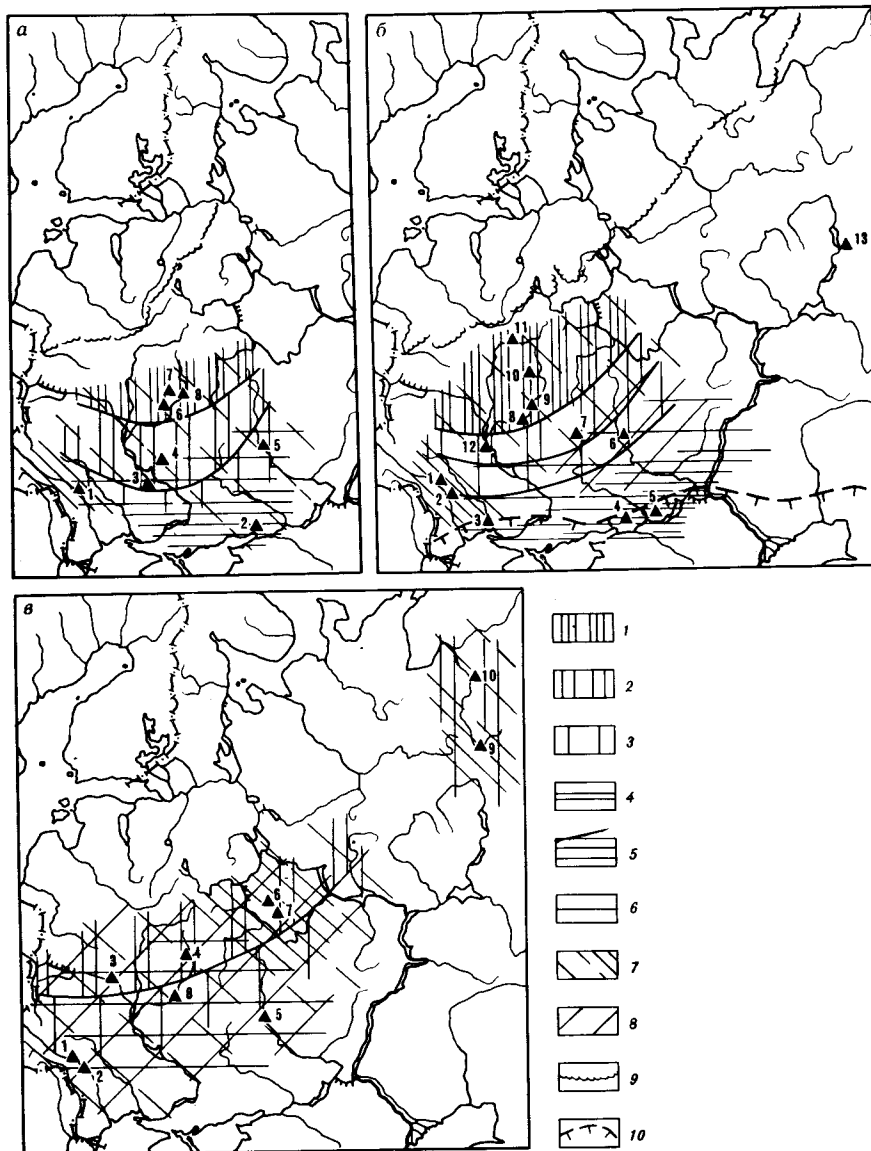


Рис. 2. Основные позднелепалеолитические стоянки и промысловые животные на различных этапах заселения Русской равнины

1–8 – промысловые животные: 1–3 – мамонт – 1 – преобладает, 2 – один из основных видов, 3 – отдельные особи; 4–6 – бизон – 4 – преобладает, 5 – один из основных видов, 6 – отдельные особи; 7 – северный олень; 8 – лошадь;

а: 1 – Молодovo V, сл. 3, 13370±540 лет; 2 – Амвросиевка, 15250±150; 3 – Межирич, 14530±300; 4 – Гонцы 13400±185; 5 – Борщево, 13200±270; 6 – Юдиново, 15660±180; 7 – Елисеевичи, 14470±100; 8 – Тимоновка I, 15600±1350; б: 1 – Кормань IV, 24500±500; 2 – Молодovo V, сл. 5, 17000±180; 3 – Анетовка II, 18040±150;

ты был более разнообразный комплекс промысловых животных, что связано с большим разнообразием и неустойчивостью ландшафтов. На стоянках бассейна Днестра к этому времени охота на мамонтов "потеснена" охотой на северного оленя (Иванова, 1987).

Стоянки, относящиеся к данному этапу, как бы подразделяются на две группы: 1) от 23 до 21 тыс. лет – Хотылево II, Бердыж, Авдеево, Костенки I, Зарайск; 2) от 19 до 17 тыс. лет (^{14}C) – Мураловка, Н. Северский, Погон, Анетовка, Молодovo V, Елисеевичи, Золотовка и Талицкого, т.е. в максимум распространения валдайского покровного оледенения. В это же время первобытные племена продвигались далеко на северо-восток (Талицкого 18,7 тыс. лет назад). Уменьшение плотности населения в центральной части Русской равнины, возможно, имело место в интервале от 21 до 19 тыс. лет назад.

Заключительный этап позднелепалеолитического освоения Русской равнины (16–12 тыс. лет назад) связан с эпохой дегляциации и деградации многолетней мерзлоты. В это время область основного обитания становятся бассейны рек Днепра и Дона. Сохраняются стоянки на р. Днестре и в Приазовье. Однако именно Днепровский бассейн в это время представляет собой область расцвета позднелепалеолитической культуры. Характерной чертой многих памятников является наличие здесь крупных сооружений из костей животных. Аналогичные сооружения известны на более ранних верхнелепалеолитических стоянках Моравии.

Для этого этапа заселения Русской равнины характерно формирование хозяйственных комплексов на низких террасовых уровнях, в частности на первой террасе малых рек (стоянки Юдиново, Межирич), которые только вышли из режима пойм. Непосредственно перед заселением этих участков произошли определенные природные изменения, отразившиеся в формировании разреженного почвенного покрова в затухании лёссовнакопления. Время этого интервала оценивается в диапазоне 17–16 тыс. лет назад по соотношению с культурными слоями стоянок Юдиново, Межирич, Елисеевичи, Тимоновка, залегающими выше.

Заметные изменения происходят и в составе фауны памятников этого отрезка времени (рис. 2, в). Все более сокращается доля мамонта в охоте населения бассейна Днестра, около 12 тыс. лет назад он исчезает здесь полностью. Решающую роль в охоте людей играет северный олень, велика доля лошади (Иванова, 1987). В это же время заметно возрастает роль мамонта в фауне стоянок Днепровского бассейна (Soffer, 1985). В южных стоянках по-прежнему абсолютно господствует бизон.

Ландшафтно-климатические изменения, происходившие в позднелепалеолитике на Русской равнине неизбежно должны были сказаться на

4 – Мураловка, 19630±200; 5 – Золотовка I, 17400±700; 6 – Костенки I, 22300±200; 7 – Авдеево, 22700±700; 8 – Н. Северская, 19800±350; 9 – Погон, 18690±770; 10 – Елисеевичи, 17340±170; 11 – Бердыж, 23430±180; 12 – Кирилловская, 19200±350; 13 – Талицкого, 18700±200; в: 1 – Кормань IV, сл. 7, 25110±230; 2 – Молодovo V, сл. 9, 28100±1000; 3 – Юровици, 26470±420; 4 – Хотылево II, 24950±400; 5 – Костенки VIII, 27700±750; 6 – Сунгирь, 24430±400; 7 – Русаниха 27180±340; 8 – Мезин, 29700±800; 9 – Медвежья, ?; 10 – Бызовая, 25740±500

условиях жизни позднелепестового человека. В первую очередь эти изменения происходили в составе фауны, что связано с колебаниями в состоянии деятельного слоя многолетней мерзлоты, нарушением почвенного покрова и сменой растительности. Одновременно отмечается некоторая активизация лёссонакопления с участием склоновых процессов. Интенсивность их все более возрастает после 14–13 тыс. лет назад, когда человек оставляет эти места обитания.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О.М., Гродецкий Г.Д. Антропоген Закарпатья. Кишинев: Штиинца, 1987. 149 с.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 237 с.
- Гвоздовец М.Д., Невеский Е.Н. Находка мустьерского острокопечника на Южном берегу Крыма // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. № 26. С. 149–152.
- Иванова И.К. Палеогеография и палеоэкология среды обитания людей каменного века на Среднем Днестре. Стоянка Молодова V // Многослойная палеолитическая стоянка Молодова V. Люди каменного века и окружающая среда. М.: Наука, 1987. С. 94–123.
- Кузьмина И.К. Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене // Материалы по фауне антропогена СССР. Л.: Наука, 1971. С. 44–122.
- Черныш А.П. Ранний и средний палеолит Приднестровья. М.: Наука, 1965. 137 с.
- Soffer O. The Upper Palaeolithic of the Central Russian Plain. Orlando: Acad. press, 1985.

УДК 551.8:551.34/474.8

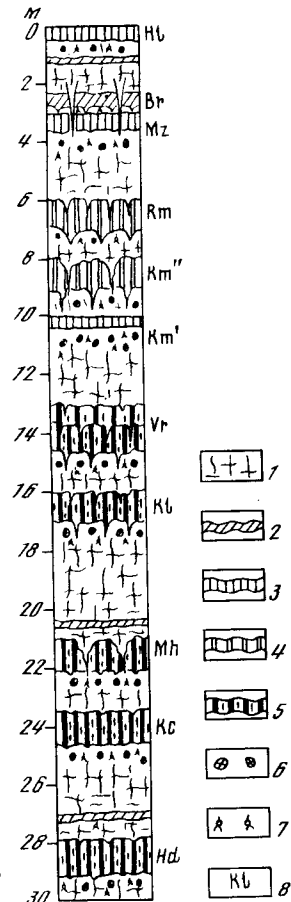
А.А. Величко, А.К. Маркова, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев,
Т.В. Светлицкая, А.И. Пацкин, О.А. Чичагова

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЮГО-ЗАПАДА РУССКОЙ РАВНИНЫ ПО НОВЫМ ДАННЫМ

Согласно одной из последних схем зональности четвертичных отложений Европы (Коноплева и др., 1988) бассейн среднего и нижнего Днестра, где проводились наши исследования, относится к срединной части внеледниковой зоны этого континента с преобладанием перигляциальной аккумуляции. Для ее отложений наиболее типичны эоловые и эолово-делювиальные лёссы с прослоями погребенных почв (лёссово-почвенная формация). В то же время этот регион относится к третьей, самой южной широтной лёссовой области Русской равнины. Для нее, как известно, характерно преобладание средне-, ниже- и эоплейстоценовых лёссово-почвенных серий, а позднелепестовая серия, как правило, сокращена (Величко и др., 1984). По нашим данным, максимальная мощность сводного разреза лёссово-почвенной формации, залегающей покровно на древних террасах р. Днестра и представленной на рис. 1, составляет около 30 м, хотя известны (например, в разрезе Роксоланы) и ее более значительные величины.

Рис. 1. Сводный разрез лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины

1 — лёссы; 2 — буроватые почвы; 3 — темноцветные почвы; 4 — коричневатые почвы; 5 — красно-коричневые почвы; 6 — кротовины; 7 — карбонаты; 8 — индексы почвенных горизонтов



В основании голоценовой почвы (H1), представленной в данном регионе в основном почвами степного ряда — черноземами, в разрезе Колкотова балка (V надпойменная терраса р. Днестра) залегает прослой буроватого гумусированного суглинка, иногда с трещиноватым нижним контактом и общей мощностью около 0,5 м, ^{14}C возраст которого составляет 9880 ± 130 лет (ИГАН-681). О возможности достаточно широкого развития в кровле лёссовой формации этого региона почвенных образований конца плейстоцена — начала голоцена свидетельствуют материалы и по более молодым геоморфологическим уровням. Например, в разрезе Парканы (II надпойменная терраса Днестра) в кровле лёссовидных отложений на глубине 1,5 м от дневной поверхности фиксируется погребенная почва, ^{14}C возраст которой определен в 12250 ± 160 лет (ИГАН-625).

Общая мощность позднелепестово-почвенной серии на Нижнем Днестре по сравнению с более северными районами относительно мала. На древних террасах глубина от дневной поверхности залегающей в ее основании черноземной почвы микулинского межледниковья (Mz) не превышает 3–4 м. В более северных районах гумусовый горизонт этой почвы нарушен мелкополигональными образованиями смоленского криогенного этапа, но южнее 47° с.ш. такие деформации в профиле почвы уже не фиксируются. Непосредственно выше почвы микулинского межледниковья в разрезах обычно расположен горизонт буроватой почвы с трещиноватым нижним контактом и пылеватыми карбонатами в основании. Почва по своим морфотипическим признакам была отнесена к брянскому интервалу и диагностирована как дерново-мерзлотная (Br). Ее ^{14}C возраст в разрезе Колкотова балка определен в 29240 ± 2260 лет (ИГАН-768). В этом же разрезе проведены достаточно детальные палеомагнитные исследования позднелепестово-почвенной серии. Ранее при палеомагнитном изучении серии опорных разрезов лёссовых отложений центра Русской равнины были выделены реперные уровни в изменении магнитного поля Земли и, в частности, в мезинском почвенном комплексе — экскурс Мезин (около 120 тыс. лет на-

зад) и в лёссе непосредственно над брянской почвой – экскурс Пост-брянск (около 23 тыс. лет назад). Горизонты аномальной полярности (склонение изменялось значительно, а наклонение, оставаясь положительным, имело малые величины) зафиксированы в разрезе Колкотова балка над почвой брянского интервала ($D-175^\circ$, $j = -+30^\circ$), а также в верхах почвы микулинского межледниковья ($D-120^\circ$, $j = -+30^\circ$). Таким образом и на юго-западе Русской равнины обнаружены соответствующие экскурсы позднего плейстоцена. Его разрез венчает горизонт послебрянских лёссов мощностью не более 1–2 м. В данном горизонте лёссов повсеместно фиксируются мелкополигональные грунтовые жилы размером по вертикали до 1,5–2,2 м ярославского криогенного этапа, которые эпигенетически рассекают залегающие ниже погребенные почвы брянского интервала и микулинского межледниковья.

Общая мощность среднеплейстоценовых отложений в сводном разрезе как минимум вдвое превышает мощность позднеплейстоценовой лёссово-почвенной серии. В подошве среднеплейстоценовой серии детально изучалась каменная почва. Она имеет сложное строение и представлена гумусированной почвой степного ряда с полигенетическим профилем (почвенный комплекс). Из ее нижней части (нижекаменной почвы) в разрезе Колкотова балка было получено более 250 определяемых костных остатков мелких млекопитающих. Фауна представлена главным образом степными видами, в том числе *Citellus* sp., *Allactaga* ex gr. *jaculus*, *Spalax microphthalmus*, *Lagurus transiens-lagurus*, *Eolagurus luteus volgensis*. Встречены также остатки лесного животного *Clethrionomys* sp. В целом фауна нижекаменной почвы характеризуется остатками степных пеструшек более продвинутого строения, сопоставимого с лагуридами лихвинского возраста. Поэтому вполне закономерно начинать среднеплейстоценовую лёссово-почвенную серию именно с горизонта нижекаменной почвы. Полностью этот сложный почвенный комплекс детально палеопедологически изучен в нескольких разрезах Среднего и Нижнего Днестра. В разрезе Резина, например, установлено, что обе фазы – более древняя и более молодая, т.е. нижекаменная (Km^I) и верхнекаменная (Km^{II}) представлены полнопрофильными почвами с генетическими горизонтами А–АВ–В Са/крот. Обе эти почвы формировались в условиях открытых пространств с интенсивным гумусонакоплением при теплом, переменном влажном климате (черноземовидные почвы прерий). Кровля гумусового горизонта верхнекаменной почвы впоследствии была интенсивно нарушена полигональными клиновидными структурами, которые возможно, являются региональным аналогом игровского криогенного горизонта центральных районов Русской равнины. Клиновидные структуры заполнены залегающим выше лёссовидным суглинком, который послужил материнской породой для более молодой погребенной почвы среднего плейстоцена – роменской (Rm). Эта почва часто фиксируется в разрезах нижнего Днестра, а в более северных районах морфологически выражена слабее и встречается в разрезах реже. Венчается разрез среднего плейстоцена горизонтом днепровских лёссов. Этот горизонт, как правило, характеризуется очень пылеватыми и пористыми (до 50% и

более) палевыми рыхлыми лёссами мощностью до 2–3 м. В основании горизонта лёсса повсеместно фиксируются грунтовые жилы размером по вертикали до 2 м, эпигенетически рассекающие залегающие ниже горизонты погребенных почв среднего плейстоцена.

Не менее трети всего сводного разреза лёссово-почвенной формации исследуемого региона составляют нижнеплейстоценовые отложения. В его основании залегает красноватая михайловская ископаемая почва (Mh), которую некоторые геологи относят уже к плиоцену (эоплейстоцену). По данным изучения разреза Хаджимус стратиграфически она залегает чуть ниже границы Брюнес–Матуяма, а в целом по времени относится к отложениям, содержащим раннетираспольские костные остатки (Антропоген..., 1986). Это хорошо подтверждается новыми данными из сопредельного района. В разрезе у завода "Большевик" (окрестности Одессы) четко зафиксирована граница Брюнес–Матуяма, которая проходит в слое, разделяющем отложения с фауной мелких млекопитающих ранне- и собственно тираспольского типов. Подтверждением именно такого ее стратиграфического положения могут служить и некоторые конкретные особенности ее морфологического строения. Михайловская ископаемая почва – первая снизу, которая нарушена значительными структурными деформациями, проникающими из залегающего выше горизонта лёсса (рис. 2). Именно в подошве этого лёсса зафиксирована граница смены магнитных эпох. К этому же времени относится наиболее древний рубеж, который отмечен прогрессирующим нарастанием похолодания климата, развитием перигляциальных ландшафтов с криофильными элементами малакофауны на равнинах средних широт (Воропай, Куница, 1989).

К нижнему плейстоцену отнесены еще две более молодые, чем михайловская, погребенные почвы. Следующая из них – колкотовская (KI) – возможный региональный аналог ржаксинской почвы центральных районов Русской равнины. Она отделена от михайловской весьма мощным (иногда до 3 м) горизонтом типичного палевого лёсса, содержание гранулометрической фракции 0,05–0,01 мм в котором достигает 45%, в отличие от погребенных почв нижнего плейстоцена, где ее количество значительно ниже (до 27–23%). В нижней части этого горизонта лёсса известна буроватая эмбриональная погребенная почва мощностью не более 0,5 м, которая возможно развивалась в аридных сухостепных (интерстиальных?) условиях. Что касается колкотовской ископаемой почвы, то, по данным палеопедологических исследований, она имеет многие диагностические признаки субтропической коричневоземной почвы.

Самая верхняя из нижнеплейстоценовых почв – воронская (Vr) характеризуется красновато-бурой окраской. Детальные микроморфологические исследования показали, что по степени ожелезнения она существенно отличается от современных почв лесостепной и степной зон юго-запада Русской равнины. Формирование ее, по всей видимости, могло протекать в условиях более высокой теплообеспеченности, близких к субтропическим при переменном увлажнении. В воронской почве в разрезе Колкотова балка были обнаружены остатки *Citellus* sp., *Allactaga* ex gr. *jaculus* Pall., *Spalax microphthalmus* Güld, *Allocricetus ehiki* Schaab. *Cricetus crice-*



Рис. 2. Структурные клиновидные деформации в красноцветной михайловской почве, разрез Хаджимус (условные обозначения см. на рис. 1)

tus L., *Lagurus transiens* Janossy, *Eolagurus luteus volgensis* Alex., *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall. (всего более 500 определенных остатков). Фауна мелких млекопитающих из этого горизонта почвы не может рассматриваться как позднетираспольская, исходя из эволюционного уровня лагурид (90% M_1 и M^3 степных пеструшек имеют морфотип, характерный для *L. transiens*, лишь два M_1 , имеют морфотип *Prolagurus posterius*). Заключенный между воронской и нижнекаменской погребенными почвами горизонт лёсса следует безусловно отнести к самому концу нижнего плейстоцена и сопоставить с эпохой окского оледенения в северной половине Русской равнины.

В самой нижней части сводного разреза лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины можно выделить два горизонта красноцветных почв и три горизонта лёссовидных суглинков, которые в предварительном плане можно сопоставить с пятью эоплейстоценовыми горизонтами региональных стратиграфических подразделений антропогенных отложений Молдовы (Антропоген..., 1986). Верхний и нижний горизонты лёссовидных отложений обычно маломощны (до 1,0–1,5 м), хотя вполне отчетливо выделяются в разрезах своим светлым фоном и относительно высоким содержанием "лёссовой" фракции (до 40–50%). Средний горизонт лёссовидных пород, залегающий между более древней почвой – хаджимусской (Hd) и более молодой – кицканской (Kc) в разрезе Талмаз достигает мощности 3–4 м. Однако ни в одном из эоплейстоценовых горизонтов лёссов уже не фиксируется никаких следов полигональных трещинных образований, нарушающих погребенные почвы. Сами почвы отличаются ярко красной окраской профиля, ореховатой структурой, насыщены железом и марганцем и формировались в условиях резко отличных от современных. Так, например, основная фаза почвообразования для кицканской почвы может быть охарактеризована, по данным изучения в разрезе Резина, как субтропическая гумидная с максимальным проявлением иллювиальных процессов. Непосредственно ниже этой почвы в разрезе Хаджимус в аллювиальных отложениях, подстилающих ее, получена фауна мелких млекопитающих, включающих *Mimomys intermedius*, *Mimomys pitymyoides*, *Lagurodon arankae*, *Allophaiomys pliocaenicus*. Эта фауна может быть определена как одесская, что хорошо соответ-

ствует положению кицканской почвы в средней части эоплейстоценовой лёссово-почвенной серии данного региона и, по всей видимости, древнее 1,0–1,1 млн лет, исходя из датировок возраста фаунистических комплексов эоплейстоцена (Вангенгейм и др., 1990).

В заключение можно сделать следующие выводы.

Для эоплейстоценовых лёссово-почвенных серий характерны почвы красноцветного субтропического типа и горизонты лёссов без каких-либо следов грунтовых деформаций ("теплые" лёссы).

В лёссах раннего плейстоцена появляются структурные деформации размером по вертикали до 1,5 м, диагностируемые как грунтовые жилы слоя сезонного промерзания. Почвы этого времени представлены красновато-коричневыми, формировавшимися в условиях субсредиземноморских ландшафтов.

Для лёссовых горизонтов среднего плейстоцена характерны уже грунтовые жилы больших размеров, а почвы сходны в основном с теми, которые образуются при достаточно влажном и теплом и умеренно теплом климате (почвы прерий).

Почвы позднего плейстоцена представлены суббореальными степными почвами (микулинское межледниковье) и даже почвами (брянский интервал), имеющими признаки дерновых мерзлотных почв. В послебрянском лёссовом горизонте грунтовые жилы достигают размеров более 2 м по вертикали и распространены наиболее широко по всей территории юго-запада Русской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

- Антропоген и палеолит Молдавского Приднестровья: Путеводитель экскурсий VI Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Кишинев: Штиинца, 1986. 154 с.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Положение псекупского и таманского фаунистических комплексов млекопитающих в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Четвертичный период: Методы исследования, стратиграфия и экология: VII Всесоюз. совещ. Таллинн, 1990. Т. 1. С. 101–102.
- Воропай Л.И., Куница Н.А. Палеогеографические рубежи в развитии природы юго-запада Русской равнины в плейстоцене и голоцене // Четвертичный период: Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 143–148.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П. Проблемы геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984, № 6. С. 5–19.
- Коноплева В.И., Мурзаева В.Э., Соколовский А.М. Четвертичные отложения Европы и их зональные особенности // Бюл. Комис. по изучен. четвертич. периода. М.: Наука, 1988, № 57. С. 5–17.

С.А. Сычева, О.А. Чичагова, Е.К. Дайнеко

ДРЕВНИЙ ЭТАП ЭРОЗИИ ПОЧВ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

При анализе эволюции геосистем развитию почвенного покрова и эрозионных процессов, протекающих повсеместно и одновременно, не уделяется достаточного внимания (Тимофеев, 1988). Данное исследование посвящено изучению проявления древней эрозии почв Среднерусской возвышенности. Были выбраны две группы объектов, связанных между собой: почвенно-делювиальные отложения в балках и почвенно-аллювиальные отложения высокой поймы р. Тускари (бассейн р. Днепра). Именно аккумулятивные поверхности наиболее перспективны для изучения истории эрозионных процессов.

Делювиальные отложения в балках отличаются некоторыми общими чертами. На балочном поздневалдайско-раннеголоценовом делювии, представленном бурими суглинками, развита погребенная почва, которая лежит *in situ* и в каждой балочной системе прослеживается как стратиграфически выдержанный уровень. Она отличается в отложениях балочных террас на глубине 1,5–3 м и более (разрезы Сеновой лог и Десятый лог в Курске, рис. 1). Если же вторичный врез в донном овраге отсутствует, то погребенная почва залегает на дне балки или ложбины (разрез Михайловский карьер).

Погребенная почва перекрыта сложно построенной толщей почвенно-делювиальных отложений, которую условно можно разделить на две пачки. Нижняя представлена серией маломощных почвенных профилей с гор. А1 и А2А1 или А1А2, наложенных друг на друга так, что нижележащие гумусово-аккумулятивные горизонты превращаются в гор. В выше лежащих профилей. Нами описано 1–3 таких профилей, залегающих на почве *in situ*. Они отражают неоднократную смену процессов почвообразования и накопления делювия. Сложность строения этой пачки подтверждается данными гранулометрического и химического анализов и особенно ярко проявляется в содержании углерода и фосфора. Для гор. А1 отмечается накопление этих элементов и более тяжелый гранулометрический состав, чем в нижележащих гор. А2 и А1.

Выше залегает пачка типичного слоистого делювия, мощностью 0,5–2 м и более. Она представлена суглинками, образованными из переотложенных горизонтов склоновых и водораздельных почв, залегающих здесь инверсионно. Так, в нижней части толщи преобладает материал гор. А1, частично гор. А1А2, выше появляется материал из гор. А2, а затем – из гор. В_г и почвообразующих пород. Большая часть толщи обогащена органическим веществом. Содержание гумуса в ней 1,7–3,6%, тогда как в гор. В_г и С почвы *in situ* меньше 1%. По слоям отмечаются признаки оглеения и углистые остатки. Там, где коренные породы (мезозойские мергели и опоки) залегают близко к поверхности склонов и водоразделов, в делювии появляются обломки различного диаметра, причем вели-

чина обломков и их содержание увеличиваются вверх по разрезу. Делювий на поверхности балочных террас, где уже нет активного осадконакопления, проработан почвообразовательными процессами и на нем развита дерновая почва со слабо дифференцированным профилем (см. рис. 1).

Отложения верхней части высокой поймы р. Тускарь (разрезы Жерновец – 3,4) имеют сходный облик с описанными выше (рис. 2). На глубине 1–2 м залегает погребенная почва лугового генезиса с гор. А1–А1В–В_г. Она перекрыта почвенно-аллювиальными отложениями, также состоящими из двух пачек: сложной погребенной почвы и слоистого гумусированного аллювия. Верхняя ископаемая почва, находящаяся на глубине 0,5–1,0 м, имеет четко выраженное дифференцированное строение с гор. А1–А1А2–В_г, характерное для лесного типа почвообразования. Часто профили погребенных почв совмещены или нижняя из них вовсе отсутствует. Выше лежащий аллювий представлен тонкослоистым гумусированным материалом, с прослоями крупного песка и обломками раковин моллюсков.

Таким образом, после активного вреза и заложения балок (Сеновой лог) или обновления (Десятый лог), а также частичного их заполнения бурими делювиальными суглинками в конце плейстоцена–начале голоцена, наступил относительно длительный этап стабилизации балочных и склоновых систем. За это время в днищах балок на фоне грунтового увлажнения сформировался профиль почвы с гор. А1–АВ–В_г дерново-глевого генезиса. Затем в результате каких-то катастрофических нарушений растительного покрова активизировался смыв почв с водоразделов и склонов. Переотложенный материал гор. А1 и А1А2 этих почв захоронил почву *in situ* в днищах балок. Погребение почвы происходило в относительно спокойных условиях. Наоборот, гор. А1 погребенной почвы постепенно переходит в делювиальный нанос. В гор. А1 и на его контакте с делювием отмечается большое количество углей. Материал, смытый со склонов, частично переносился в реку и откладывался паводковыми водами на поверхности поймы, однако, все же большая его часть оставалась в балках.

Таким образом, перестройка природных процессов затрагивала не только балочные и прилегающие к ним склоновые и водораздельные системы, где усиливались эрозионно-аккумулятивные процессы, но и весь бассейн, включая поймы рек, т.е. отразилась на ландшафтах в целом.

Нами определялся радиоуглеродный возраст нижней погребенной почвы *in situ* в балках и на высокой пойме. Полученные даты относятся к атлантическому периоду (8–5 тыс. лет назад, табл.), что говорит о погребении почв делювием в балках и аллювием на пойме не позднее этого времени. Результаты определений позволяют предположить существование древнего этапа эрозии почв Среднерусской возвышенности в среднем голоцене, несмотря на наличие в то время хорошо развитого сомкнутого растительного покрова.

Каковы же причины этого явления – антропогенные или природные? В этот период, совпадающий с неолитической эпохой (V–III тыс. лет до н.э.), обитали племена лисогубовской культуры и культуры с ямочно-

Разрез	Геоморфологическое положение	Глубина, см	Дата по ^{14}C , лет назад	Индекс лаборатории, № даты
Сеновой лог	Блочная терраса	135–145	4950±60	ИГАН-491
Десятый лог	То же	230–250	6710±190	ИГАН-818
Железногорск-86(1)	Дно ложбины	200	7220±100	ИГАН-821
Железногорск-86(2)	Склон ложбины	135	7690±130	ИГАН-856
Жерновец-3	Высокая пойма	183–203	6970±130	ИГАН-858
Жерновец-4	То же	117–127	6620±170	ИГАН-862

гребенчатой керамикой (Археология..., 1985). Те и другие были рыболовами, охотниками и собирателями. Они приобретали только первичные навыки мотыжного земледелия и не могли еще осваивать земли под пашни. К тому же поселения этого времени немногочисленны.

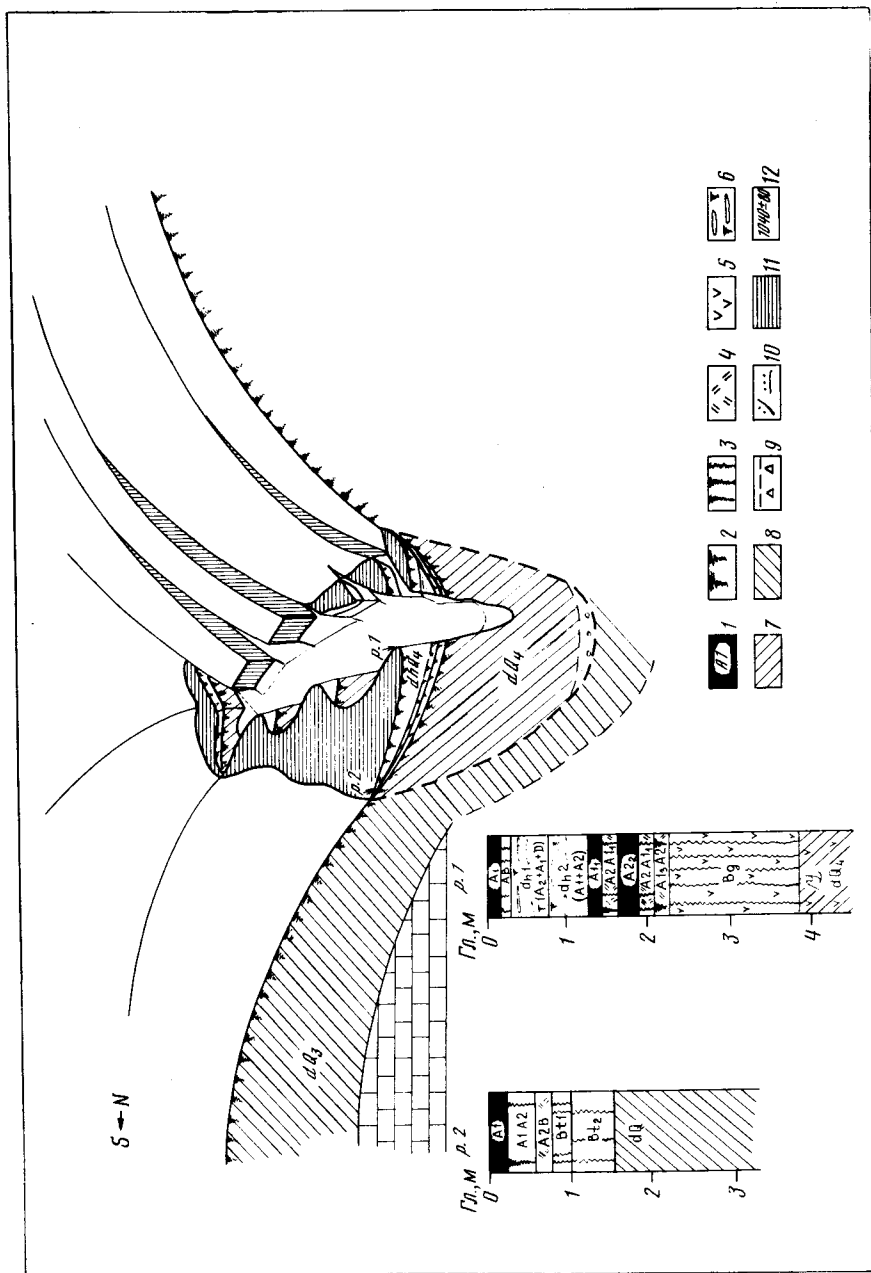
Главная же причина ускоренной эрозии в это время, вероятно, была природной, связанной с изменением климата. Д.Л. Арманд (1955) указывал на возможность появления ускоренной естественной эрозии в особых условиях, и "хотя современные экзогенные процессы не ведут развернутого наступления на поверхность почвы, покрытой густой растительностью, но воздействуют на нее, так сказать, партизанскими налетами" (С. 10). По данным палеогеографических исследований (Серебрянная, 1978) видно, что атлантический период характеризовался в целом более засушливым климатом, чем бореальный и суббореальный. В оптимуме голоцена происходило остепнение ландшафтов. В процессе остепнения лесных ландшафтов бореального периода, вероятно, немаловажную роль сыграли лесные пожары и следующая за ними эрозия почв.

Можно предположить, что общая тенденция климата к возрастанию сухости проявлялась в увеличении числа засух, имевших порой длительный и катастрофический характер. Из истории широко известны случаи, когда засухи способствовали возникновению сильных пожаров. "1222 г. Была засуха великая. Погорели леса и болота, и был дым долгое время по всей земле, что много дней солнца и звезд не видно" (Татищев, цит. по: Борисенкову, Пасецкому, 1988. С. 262).

Засухи, с одной стороны, неблагоприятно влияли на развитие лесной растительности, а с другой – во много раз увеличивали пожароопасность вследствие возрастания сухости (Мелехов, 1947). В периоды засух число

Рис. 1. Строение голоценовых отложений в балке Сеновой лог

1 – гор. А1 дневной и погребенных почв; 2 – горизонты переходные – гумусово-элювиальные, элювиально-гумусовые и т.д.; 3 – иллювиальные горизонты; 4 – белая присыпка; 5 – признаки оглеения; 6 – делювиальная слоистость; 7 – суглинки голоценовые; 8 – суглинки валдайские; 9 – граница культурного слоя, антропогенные остатки; 10 – аллювиальная слоистость; 11 – глина



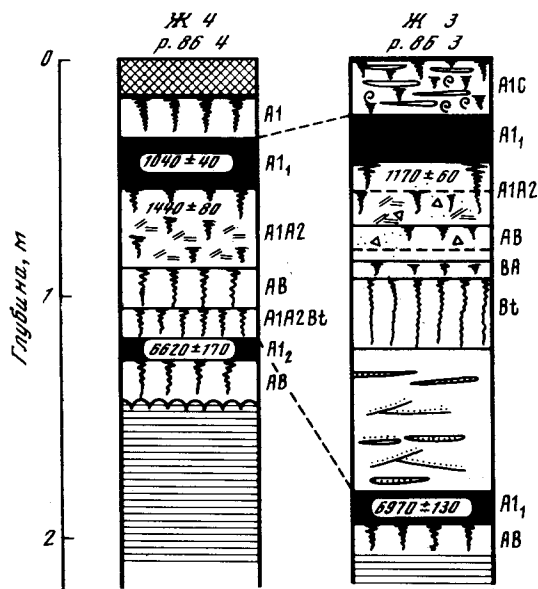


Рис. 2. Строение верхней части высокой поймы р. Тускарь у д. Жерновец. Условные обозначения см. на рис. 1

и сила пожаров возрастает многократно. Увеличение частоты пожаров ведет к уничтожению лесов, так как лесная растительность не успевает возобновляться. Под воздействием человека лесные пожары становятся еще более частыми и сильными.

Случайные естественные (от молний) или случайные антропогенные, а возможно, и преднамеренные пожары (для загона дичи, расчистки под поселения) уничтожали растительный покров. Некоторые виды низовых пожаров, особенно подстилочно-гумусовые, затрагивали корни и вызывали вывал древостоя. Пересеченность рельефа способствовала увеличению распространения пожаров, так как на склонах они бывают особенно катастрофическими (Поздняков, 1985). Существование лесов на грани возобновления в лесостепи, на границе со степью, где было лучшее продувание и прогревание солнцем, также благоприятно влияло на распространение пожаров (Мелехов, 1947). Эти районы к тому же отличаются длительным пожароопасным периодом — с середины мая до конца октября.

В условиях засушливого климата уничтоженные пожарами леса естественным путем не восстанавливаются. И сейчас в Северном Казахстане, Туве, южной части Красноярского края, Забайкалье наблюдается послепожарное остепнение, ведущее к постепенному отступанию лесов (Софронов, Вакуров, 1981).

После сильных и продолжительных пожаров часто случаются ливни, так как задымленность атмосферы вызывает усиленную конденсацию паров. Сильные ливни, в свою очередь, способствуют смыву почв со склонов и водоразделов, лишенных растительности. Сгорание лесной подстил-

ки и органических веществ ведет к ухудшению структуры и других свойств почв и как следствие — к уменьшению инфильтрации воды в почву, увеличению поверхностного стока и возникновению эрозии почв (Спурр, Бариев, 1984). Смытый со склонов почвенный материал откладывается в днищах балок и на пойме. Участие пожаров в эрозии почв подтверждается большим количеством углей в нижнем слое делювия. И хотя после пожаров происходило частичное возобновление древесной и кустарниковой растительности вследствие направленной тенденции климата к увеличению сухости, описанный механизм вновь приходил в действие. Этапы усиления эрозии и стабилизации склонов чередовались длительное время, о чем говорит наличие серии наложенных малоощетных почвенных профилей в низах делювиальных отложений. Периоды затухания эрозии, вероятно, были достаточно длительными, так как успевал образоваться профиль с залегающими в нормальной последовательности гумусово-аккумулятивным, элювиально-гумусовым и гумусово-иллювиальным горизонтами.

С появлением пашенного земледелия (наиболее достоверно, что это произошло в раннем железном веке) и особенно после распашки земель в лесостепи во время казачьей колонизации (XVII в.) процесс эрозии приобрел антропогенный характер. После практически повсеместного сведения лесов и распашки земель в днищах балок происходило накопление типичного слоистого делювия, а на пойме — гумусированного аллювия. Начало этого процесса было одновременным для разных геосистем — от начала казачьего заселения в конце XVI в. до последнего столетия. По строению делювия видно, что шло направленное усиление плоскостного смыва: были смыты не только гор. A1 и A1A2, но гор. B₁ и даже материнская порода — лёссовидные суглинки и подстилающие мезозойские мергели и опоки.

Полученные нами даты (см. табл.) показывают на некоторое запаздывание реакции эрозии на изменение климата, которое произошло около 8 тыс. лет назад. Подобное отставание объясняется Ноксом (Кнох, 1972) инерцией геосистемы на воздействие суперсистемы — климата. Значительный разброс полученных дат, вероятно, свидетельствует о пространственной разновременности начала остепнения лесостепи в среднем голоцене. Одни ландшафты по ряду причин, как закономерных, так и случайных, подверглись этому процессу уже в начале атлантического периода (разрез Михайловский карьер), другие — только в середине атлантического периода (разрез Десятый лог), а некоторые — в его конце (разрез Сеновой лог). Вероятно, есть геосистемы, в том числе балочные и склоновые, где процесс остепнения в среднем голоцене не отразился: эти ландшафты сохранили лесную растительность на протяжении всего голоцена и процессы эрозии здесь начались значительно позднее, в связи с антропогенными причинами: сведением лесов и распашкой земель (Серебряная, 1976; Гайворон, 1986; и др.).

Сложны вопросы сопоставления дат погребенных почв в отложениях балочных террас и высокой поймы. В едином бассейне, где верхнее звено — потяжины и балки, а нижнее — долина реки и пойма, следует ожи-

дать их разную реакцию на одно и то же изменение климата. Так, увеличение сухости климата в верхнем звене проявляется в усилении эрозии почв на склонах и аккумуляции делювия в балках, что вызывало формирование ранее существовавшей почвы *in situ*. На пойме в это же время формировались полнопрофильные почвы. Ведь изменение климата в сторону аридизации приводит к уменьшению высоты паводков и к уменьшению числа лет с сильными разливами рек, поэтому пойма реки в это время превращается в I террасу, которая редко и нерегулярно затопливается паводьями. Стабилизация поверхности поймы способствует формированию дифференцированных, наиболее полноразвитых, климаксных почвенных профилей, органическое вещество которых содержит характерные для данного типа гумусовые фракции, датирующие по ^{14}C время погребения этих почв (Чичагова, 1985), т.е. время начала интенсивной эрозии. Даты для гумусовых горизонтов этих почв и должны быть более древние, чем аналогичные в балках. Склоновые отложения подвержены активным процессам сноса и переотложения и омоложению гумусовых горизонтов (разрез Сеновой лог). Однако все даты укладываются в интервал времени атлантического периода голоцена. Разница же в датировках может быть связана с различной глубиной и условиями погребения. Возможна и другая трактовка разброса дат — пространственная неодновременность процесса остепнения в балках и на пойме.

Таким образом, на основе радиоуглеродного датирования нами впервые выявлен древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности, приходящейся на атлантический период голоцена. Эрозия почв была связана с изменением климата и остепнением ландшафтов в это время. Пусковым механизмом эрозионных процессов служили катастрофические пожары, уничтожавшие растительность и оголявшие поверхность почв.

ЛИТЕРАТУРА

- Арманд Д.Л. Естественный эрозионный процесс // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1955. № 6. С. 3—17.
- Археология Украинской ССР. Киев: Наук. думка, 1985. 185 с.
- Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычных явлений природы. М.: Мысль, 1988. 524 с.
- Гайворон Т.Д. Стадии развития овражно-балочных форм и их связь с этапами земледельческого освоения // Геоморфология. 1985, № 1. С. 66—70.
- Мелехов И.С. Природа леса и лесные пожары. Архангельск: ОГИЗ, 1947. 60 с.
- Поздняков Л.К. Мерзлотное лесоведение. Новосибирск: Наука, 1986. 192 с.
- Серебрянная Т.А. Об интенсивности склонового смыва на территории Среднерусской возвышенности в позднем голоцене // Геоморфология. 1976. № 1. С. 94—98.
- Серебрянная Т.А. История растительности Среднерусской возвышенности в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1978. 24 с.
- Софронов М.А., Вакуров А.Д. Огонь в лесу. Новосибирск: Наука, 1981. 127 с.
- Спурр С.Г., Бариев Б.В. Лесная экология. М.: Лесная промышленность, 1984. 489 с.
- Тимофеев Д.А. Геоморфологические и палеогеографические аспекты проблемы эрозии почв // Геоморфология. 1988. № 2. С. 14—28.
- Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 158 с.
- Кноп I.C. Valley alluviation in southwestern Wisconsin // Ann. Assoc. Amer. Geogr. 1972. Vol. 62. P. 401—410.

А.Н. Молодьков, А.В. Раукас,
В.М. Макеев, О.Ф. Барановская

К ЭПР-ХРОНОСТРАТИГРАФИИ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ И ИХ КОРРЕЛЯЦИИ С СОБЫТИЯМИ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Межрегиональные корреляции отложений и событий позднего кайнозоя наиболее актуальны в современной четвертичной геологии. В качестве основы дальних корреляций часто используется сопоставление последовательности формирования лёссово-почвенных отложений с вариациями изотопного состава океанических осадков. Однако прямые корреляции природных событий на континентах с изотопной шкалой океанов пока далеко не очевидны и разными авторами производятся неоднозначно, в особенности при сопоставлении конкретных отложений в областях высокой ледниковой активности с той или иной стадией изотопной кривой. Кроме того, вследствие проблем с определением физического возраста морских горизонтов из таких корреляционных построений до недавнего времени выпадало важное связующее звено — отложения окраинных и шельфовых морей. В то же время именно на континентальных окраинах, в зоне морских трансгрессий, часто обнаруживаются весьма информативные разрезы, в которых отчетливо прослеживаются: эволюция органического мира, последовательность колебаний уровня Мирового океана, развитие климатических событий и другие геологические явления антропогена.

Очевидно, что необходимым условием корректного решения задач реконструкции палеоклиматических и палеогеографических обстановок конкретных регионов по сохранившимся фрагментам геологической летописи, определения хроностратиграфических границ между отдельными стратиграфическими горизонтами в непрерывной серии осадков и их межрегиональной корреляции является применение теоретически разработанной и экспериментально обоснованной методики определения физического возраста геологических образований.

В последние годы в Институте геологии АН Эстонии А.Н. Молодьковым разработана оригинальная, принципиально отличающаяся от зарубежной методика ЭПР-датирования скелетных остатков четвертичной малакофауны, позволяющая определять возраст раковинного материала с различными кристаллическими модификациями биогенного карбоната в диапазоне примерно от миллиона до нескольких сотен лет назад (Молодьков, 1989б). Методика представляется весьма перспективной.

Для выяснения вопроса о возрасте трансгрессивных фаз изменения уровня моря в плейстоцене нами были предприняты исследования ряда представительных разрезов, расположенных в Архангельской обл. в низовьях рек Мезени и Пезы (Молодьков, Раукас, 1988; Molodkov, Raukas, 1988; Молодьков, 1989а), а также морских отложений из опорных разрезов архипелага Северная Земля и Новосибирских островов (Молодьков

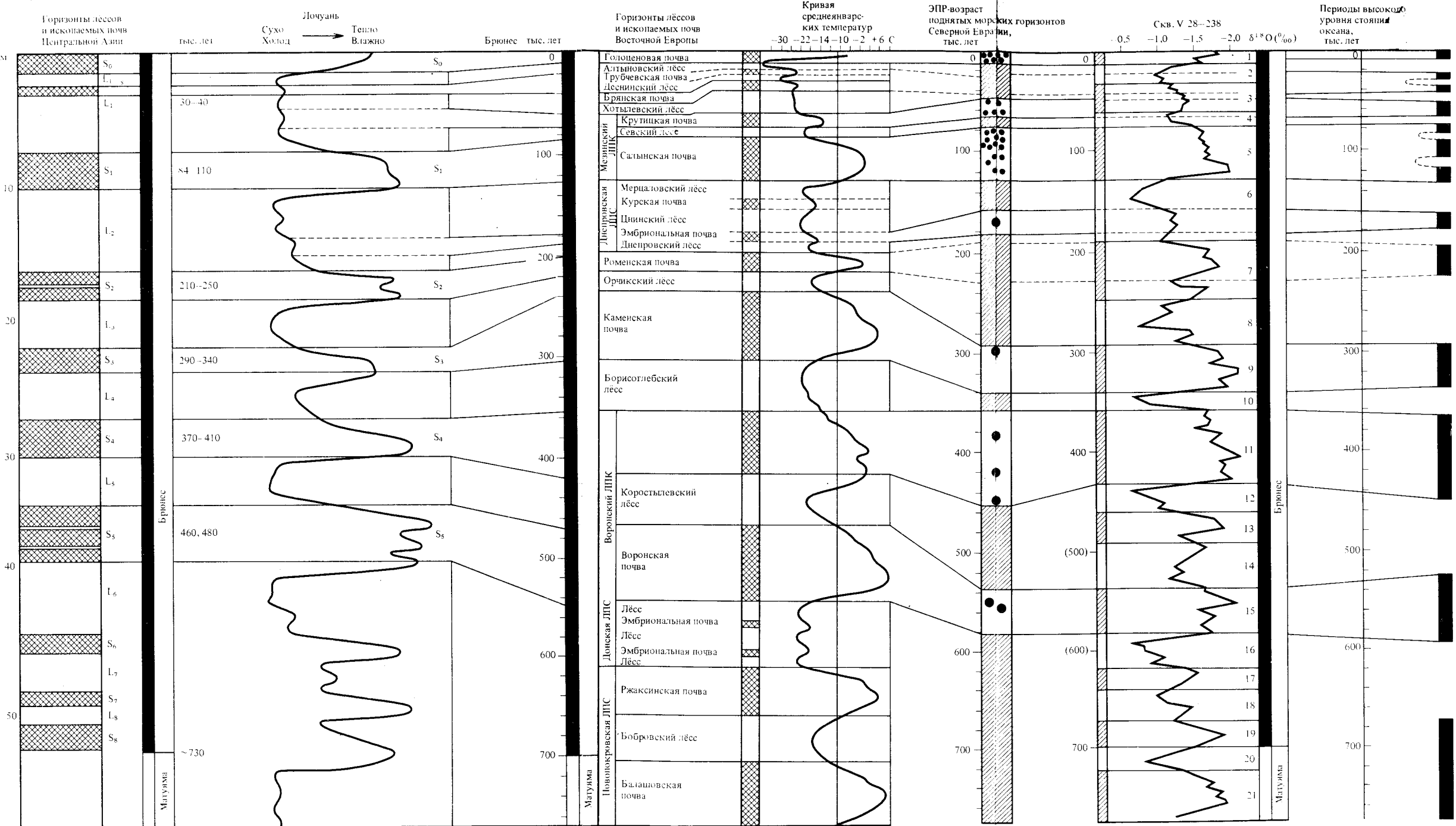


Рис. Сквозная корреляционная схема некоторых хроностратиграфических рубежей антропогена по поднятым морским террасам, континентальным (Величко и др., 1984, 1987, Лю Дуншэн, 1986, Lu Yanchou et al., 1987 и др.), морским (Молодков и др., 1987, Молодков, 1989 а) и глубоководным

и др., 1987). Стратиграфическое расчленение отложений разрезов обосновано данными комплекса аналитических методов, включая палеоботанический, фаунистический, диатомовый, палеомагнитный и др. ЭПР-датировки поднятых морских горизонтов на предлагаемой нами корреляционной схеме (см. вкл.) сведены в колонку и обозначены точками.

Для решения вопроса о временных соотношениях палеоклиматических событий на континенте, флюктуации вод Мирового океана, вариаций изотопного состава океанических осадков и формирования морских горизонтов Северной Евразии нами использовались данные по лёссово-почвенным формациям Восточной Европы и Центральной Азии, кернам океанических осадков, поднятым коралловым террасам в тропических и субтропических широтах, а также результаты аминостратиграфических исследований в Северо-Западной Европе.

Наиболее молодые из изученных нами на Северной Земле морских отложений характеризуются находками массовых скоплений раковин вида *Cibicides rotundatus* Stchedr, входящего в группу доминантных видов фораминифер более молодого, чем казанцевский, комплекса (Левчук, 1986) и *Islandiella sublimbata* (Asano), вида, характерного для второй половины позднего плейстоцена западноарктических островов и п-ова Таймыр. Судя по фауне и результатам ЭПР-анализов пяти проб раковинного материала, отложения сформировались, скорее всего, в период первой послеказанцевской трансгрессии в интервале примерно 68–52 тыс. лет назад и по времени формирования, видно, отвечают ранневислинским интерстадиалам Западной Европы (Grootes, 1977, 1978), формированию палеопочв (Velichko et al., 1986), периоду высокого стояния океана около 60 тыс. лет назад (Moore, 1982) и соответствующему пику кривой $\delta^{18}\text{O}$ (Shackleton, 1986). Таким образом, весьма вероятно, что в ряде ландшафтных и климатических зон Евразии можно выявить и идентифицировать климатостратиграфическую единицу, отвечающую, по-видимому, первому ранневислинскому потеплению и примерно синхронной ему трансгрессии Мирового океана.

ЭПР-анализ раковинного материала из средней части межледниковой толщи в восточной части беломорского бассейна (120–82 тыс. лет) и фрагментов казанцевского горизонта арктических островов (120–86 тыс. лет), а также результаты сопряженных исследований этих отложений (Девятова, Лосева, 1964; Гудина, Евзеров, 1973; Гудина, 1976; Девятова, 1982, 1985; и др.), с одной стороны, свидетельствуют об единой морской трансгрессии по крайней мере на европейском Севере, имевшей место в интервале, относимом частью исследователей к ээмскому времени (128–75 тыс. лет назад), с другой – согласно схеме (см. вкл.), данные ЭПР-анализов указывают на синхронность образования изученных отложений с рядом глобальных потеплений и уровней высокого стояния океана в этот период.

Стратиграфически ниже казанцевских расположены слои, датированные нами по ЭПР в 170 тыс. лет и содержащие комплекс фораминифер интерстадиального типа, имеющий черты сходства с салемальскими и санчужовскими комплексами севера Сибири. Салемальские слои в общей стратиграфической последовательности занимают положение интерста-

диальных между самаровской и тазовской стадиями среднелейстоценового (рисского) оледенения, которому на изотопной кривой соответствуют ярусы 6–8. Одному из интеррисских интерстадиалов (неледниковому интервалу) отвечает, видимо, нижняя часть яруса 6, фиксирующая некоторое сокращение объема ледниковых покровов примерно 170 тыс. лет назад (см. вкл.), что на севере Евразии нашло свое отражение в преобладании бореально-арктического и аркто-бореального комплексов фораминифер соответственно в морских осадках Сибири и европейского Севера. Это говорит о том, что бассейн, в котором обитали фораминиферы, был довольно холодноводным, но не полностью арктическим, а по характеру палеоэкологической обстановки соответствовал скорее интерстадиальному водоему.

Интересно отметить, что морфология изотопно-кислородной кривой в пределах 6-го яруса хорошо согласуется с динамикой палеоэкологических условий в бассейне Северного моря в этот период. Из данных микропалеонтологических анализов одной из североморских колонок (2015/2020), выполненных Фейлингом-Хансеном и Кнудсен, следует, что существенное похолодание в начале 6-й стадии, сопоставляемое с биостратиграфической зоной IN (*Islandiella helenae*), сменилось условиями межледниковья в бассейне с нормальной океанической соленостью глубиной ~ 50 м (зона CLV–*Cassidulina laevigata*), а затем сравнительно непродолжительным, но очень холодным этапом развития микрофауны в условиях с резким снижением придонных температур, а также, вероятно, и уровня моря (зона IN–*Islandiella norcrossi*) (Feyling-Hanssen, Knudsen, 1986).

О вероятности существования в этот период условий межстадиала и соответствующей ему интеррисской трансгрессии арктических вод свидетельствует и тот факт, что один из уровней высокого стояния океана в среднем плейстоцене, по данным многих авторов, также приходится на временной интервал 180–160 тыс. лет назад. Не исключено, что именно в это время сформировался и слабо развитый уровень почвообразования интерстадиального характера в лёссовых сериях Восточно-Европейской равнины.

Слои исследованных нами на Северной Земле морских отложений возрастом по ЭПР около 300 тыс. лет содержат очень теплый для этого региона спорово-пыльцевой комплекс и ассоциацию бореальных форм фораминифер, сходную с ассоциациями зоны *Miliolinella rugiformis*, относимой В.И. Гудиной (1976) к среднелейстоценовому (миндель-рисскому) межледниковью. В Западной Сибири одновозрастными с ними считаются обский и туруханский комплексы. Теплолюбивые формы зоны *rugiformis* по богатству видового состава и численности сопоставимы только с межледниковыми комплексами позднего плейстоцена (казанцевским, микулинским, понойским и их аналогами). Фораминиферы этой зоны весьма сходны с комплексом фораминифер из морских межледниковых гольштейнских отложений на территории Германии (Гудина, 1976).

Учитывая, что уровень высокого стояния океана в это время зафиксирован и по коралловым рифам о. Барбадос, где имеется множество *He/U*

датировок в интервале 340–290 тыс. лет (Bender et al., 1979), есть, видимо, основания полагать, что изученные нами на Северной Земле морские отложения возрастом около 300 тыс. лет отвечают лихвинскому (голыштинскому) межледниковью, которому по кривым изотопов кислорода соответствует, на наш взгляд, ярус 9, по континентальным осадкам – каменная почва в Восточной Европе и почвенный горизонт S_3 – в Центральной Азии (см. вкл.), а по стратиграфической схеме сибирского плейстоцена – обские и туруханские слои.

Хорошо согласуются с нашими данными определения возраста мазовских (голыштинских) межледниковых отложений в Польше, подкрепленные детальными минералогическими и палеонтологическими исследованиями (333 ± 50 и $330–319$ тыс. лет назад; Butrim et al., 1987), а также результаты изучения соотношений Д-аллоизолейцина к L-изолейцину методом жидкостной хроматографии аминокислот в раковинах континентальных моллюсков Северо-Западной Европы, согласно которым одно из крупнейших неледниковых событий плейстоцена приходится на стадию 9 изотопно-кислородной шкалы (Bowen et al., 1989).

Из изученных нами в Арктике морских отложений наиболее древними оказались характеризующиеся прямой намагниченностью (эпоха Брюнес) разновозрастные слои алевритов и глин с о-ва Котельный (Новосибирские острова), имеющие в одном из исследованных разрезов возраст по ЭПР ~ 550 тыс. лет, во втором – от 450 тыс. до 385 тыс. лет. На Северной Земле (о-в Комсомолец, обн. К31) по нижнеплейстоценовому морскому горизонту нами получена датировка 555 тыс. лет.

Микропалеонтологический анализ слоев показал, что в более древнем закономерно доминирует вид *Cibicides grossa*, выше – слои с обилием особей вида *Cassidulina teretis* (СТ). По мнению многих авторов (Feyling-Hanssen, Knudsen, Gregory и др.), время существования вида СТ в Северном море и Нидерландах, в Гренландии и Канадской Арктике ограничено миоценом–ранним плейстоценом западноевропейской геохронологической шкалы, и момент вымирания этого вида является важным стратиграфическим репером при расчленении верхнекайнозойских отложений и определении их геологического возраста. Это представление об относительном возрасте зоны СТ и полученные нами датировки вмещающих *Cassidulina teretis* слоев оставили в нашей предыдущей работе (Молодцов и др. 1987) место для некоторых вопросов, в частности, о возможности “скольжения” границ зоны. Однако недавние исследования группой зарубежных ученых 200-метровой колонки (81/26), взятой в Британском секторе Северного моря, показали, что вид СТ имеет в изученных отложениях широкое распространение – вплоть до заальской морены, т.е. до литозоны D возрастом 200–130 тыс. лет (Sejrup et al., 1987).

В тропических широтах эпохи активного роста кораллов, связанных с трансгрессиями Мирового океана в раннем плейстоцене, датируются Ne/U методом 515 тыс. и 450 тыс. лет (Bender et al., 1979). Две пачки прибрежно-морских отложений возрастом от 540 до 380 тыс. лет установлены в Средиземноморье (Malatesta Zarlenga, 1988), что свидетельствует о проявлении в этом временном интервале двух раннеплейстоценовых

морских трансгрессий отвечающих, скорее всего, 15 и 11 ярусам изотопной шкалы.

В целом не противоречит этим и нашим данным по Арктике выявленная английскими исследователями по отношениям D/L-изомеров последовательность морских событий в Северо-Западной Европе (Bowen, Sykes, 1988; Bowen et al., 1989). Среднеплейстоценовые эпизоды высокого стояния уровня морей Северо-Восточной Атлантики и соответствующие события на суше сопоставляются авторами с 7-ой стадией изотопной шкалы (258–194 тыс. лет, по Williams et al., 1988), со стадией 9 возрастом 359–313 тыс. лет, по Вильямсу, или ~ 310 тыс. лет, по Шеклτονу (Shackleton, 1986), и стадией 11 (430–386 тыс. лет, Williams et al., 1988). Последующие стадии по отношению D/L-изомеров идентифицируются авторами неоднозначно вследствие увеличивающегося влияния на кинетику рацемизации аминокислот в раковинах неконтролируемых факторов.

Кроме указанных на схеме, весьма вероятно выделение в разрезах окраинных зон хроностратиграфических горизонтов, отвечающих эпизодам высокого уровня океана около 220, 40 и 28 тыс. лет, коррелирующих с неледниковыми событиями в Северной Евразии или со значительной дегляциацией суши. Остается пока неясным палеоклиматический и палеогеографический ранги изотопной зоны 13 (521–486 тыс. лет по: Williams et al., 1988), так как еще нет убедительных данных, свидетельствующих о соответствии весьма выразительного пика в пределах этой зоны существенному сокращению объема покровных ледников и трансгрессии вод Мирового океана. Для решения вопроса необходимы надежные, с большой разрешающей способностью методы абсолютного датирования и комплексные междисциплинарные исследования ключевых объектов раннего плейстоцена.

Подводя итоги проведенным исследованиям, можно сделать следующие предварительные выводы.

1. Выявленная авторами в Северной Евразии последовательность эпизодов высокого уровня стояния океана в основном отвечает наблюдаемой в общепланетарном масштабе ритмике изменений природных обстановок.

2. Корреляция данных ЭПР по морскому антропогену Северной Евразии с кривой изотопов кислорода, с террасовым рядом в тектонически стабильных районах Земного шара, а также с континентальными осадками Восточной Европы и Центральной Азии в целом свидетельствуют в пользу синхронности крупных геологических явлений в четвертичной истории Земли.

3. Синхронность палеоклиматических сигналов, зафиксированных ЭПР, кислородной изотопией и рядом других физических методов абсолютного датирования океанографических событий, свидетельствует, в свою очередь, о теоретической обоснованности и эффективности разработанной в Институте геологии АН Эстонии методики ЭПР датирования карбонатных остатков морской малакофауны.

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцов В.П. Проблемы хронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 6. С. 5—19.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцов В.П. Методы абсолютной и относительной геохронологии и лёссово-почвенной стратиграфии и ее корреляция с ритмикой донных осадков океана // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 23—31.
- Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 125 с.
- Гудина В.И., Езеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.
- Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
- Девятова Э.И. Миклулинские отложения юго-восточной окраины Балтийского щита и его обрамления // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 116—139.
- Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 105 с.
- Левчук Л.К. Позднеплейстоценовые (казанцевский и каргинский) комплексы фораминифер севера Средней Сибири // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 59—65.
- Лю Дуншэн. Успехи в изучении четвертичного периода Китая // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 53—64.
- Молодьков А.Н. Опыт использования метода ЭПР-датирования раковин моллюсков четвертичных отложений // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989а. С. 204—213.
- Молодьков А.Н. Разработка методики электронно-парамагнитно-резонансного (ЭПР) датирования раковин субфоссильных моллюсков в целях корреляции и стратиграфического расчленения верхнекайнозойских отложений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Таллинн, 1989б. 23 с.
- Молодьков А.Н., Раукас А.В. Возраст верхнеплейстоценовых морских отложений Архангельской области по результатам электронно-парамагнитно-резонансного (ЭПР) датирования раковин субфоссильных моллюсков // Изв. АН ЭССР. Геология. 1988. Т. 37, № 1. С. 36—42.
- Молодьков А.Н., Хютт Г.И., Макеев В.М. и др. Определение возраста раковин моллюсков из морских отложений островов Октябрьской Революции и Котельный методом ЭПР // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 236—243.
- Bender M.L., Fairbanks R.G., Taylor F.W. et al. Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies // Geol. Soc. Amer. Bull. 1979. Vol. 90. P. 577—594.
- Bowen D.Q., Sykes G.A. Correlation of marine events and glaciations on the northeast Atlantic margin // Philos. Trans. Roy Soc. London, 1988. Vol. 318. P. 619—635.
- Bowen D.Q., Hughes S., Sykes G.A., Miller G.H. Land-sea correlations in the Pleistocene based on isoleucine epimerization in non-marine molluscs // Nature. 1989. Vol. 340. P. 49—51.
- Butrim J., Maruszczak H., Wojtanowicz J. Chronostratigraphy of Pleistocene deposits bearing an interglacial flora at Hamerna (Carpathian foredeep) // Stud. geomorphol. Carpatho-Balkan. 1987. Vol. 21. P. 43—58.
- Feyling-Hanssen R.W., Knudsen K.L. Three North Sea borings // Geoskrifter. 1986. Vol. 24. P. 125—143.
- Grootes P.M. Thermal diffusion isotopic enrichment and radiocarbon dating beyond 50000 years B.P. // Thesis. Univ. Groningen. 1977. 221 p.

- Grootes P.M. Carbon-14 time scale extended: Comparison of chronologies // Science. 1978. Vol. 200. P. 11—15.
- Lu Yanchou, Mortlock A.J., Price D.M., Readhead M.L. Thermoluminescence dating of coarse-grain quartz from the Malain loess at Zhaitang section, China // Quatern. Res. 1987. Vol. 28. P. 356—363.
- Malatesta A., Zarlenga F. Evidence of Middle Pleistocene marine transgressions along the Mediterranean coast // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1988. Vol. 68. P. 311—315.
- Molodkov A., Raukas A. The age of Upper Pleistocene marine deposits of the Boreal transgression of the basis of electron-spin-resonance (ESR) dating of subfossil mollusc shells // Boreas. 1988. Vol. 17. P. 267—272.
- Moore W.S. Late Pleistocene sea-level history // Uranium-series disequilibrium: Applications to environmental problems (Eds. Ivanovich M., Harmon R.S.). Oxford: Clarendon, 1982. P. 481—496.
- Sejrup H.P., Aarseth I., Ellingsen K.L. et al. Quaternary stratigraphy of the Fladen area, central North Sea: a multidisciplinary study // J. Quatern. Sci. 1987. Vol. 2. P. 35—58.
- Shackleton N.J. The Plio-Pleistocene ocean: stable isotope history // Mesozoic and Cenozoic Oceans. 1986. P. 141—153.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28—238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale // Quatern. Res. 1973. Vol. 3. P. 39—55.
- Velichko A.A., Morosova T.D., Udartsev V.P. Stratigraphy of losses and fossil soils within the Russian Plain and their correlation with the rhythms of oceanic bottom deposits // Ann. UMCS. 1986. Vol. B41. P. 87—109.
- Williams D.F., Thunell R.C., Tappa E. et al. Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0—1, 88 m.y. B.P. // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1988. Vol. 64. P. 221—240.

УДК (58:081.33+581.55):551

Я.-М.К. Пуннинг, М. Илометс, Т. Кофф

О ВОЗМОЖНОСТЯХ ДЕТАЛЬНОГО ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для палеоэкологических реконструкций и прогнозов имеет особое значение детальное изучение временной последовательности отдельных событий и ситуаций и их корреляция. Хотя достоверность ¹⁴C датировок по верховому торфу довольно высокая, точность этого метода все-таки не достаточна для выработки детальной возрастной шкалы.

Факторы ограничения здесь следующие: 1) закономерности радиоактивного распада дают результат определения возраста в статистически установленном временном интервале; 2) торф как материал для определения возраста является полидисперсным, т.е. мы имеем дело с материалом, который содержит разновозрастное органическое вещество (ризома, корни и т.д.). Следовательно, полученный радиоуглеродный возраст характеризует некий средний интервал образования поликомпонентной системы (Пуннинг и др., 1985); 3) после прекращения фотосинтеза в данном слое там продолжают такие процессы, которые не позволяют рассматривать слой как замкнутую систему.

Естественно, нужно учитывать, что для датирования требуется большое количество материала и каждое определение возраста довольно дорого, поэтому бесконечное увеличение количества ^{14}C датировок становится невозможным. В ежедневной практике для построения возрастной шкалы используется экстраполяция данных. Предполагая, что между двумя радиоуглеродными датировками линейный прирост торфа постоянен, считают, что и возрастная шкала имеет линейный характер. Безусловно последнее предположение маловероятно и, как показывают наши исследования (Ilomets, 1984; Пуннинг и др., 1985), вариации прироста торфа могут быть довольно велики. Дополнительными источниками ошибок могут быть и перерывы в осадконакоплении, например, вследствие резких изменений в гидрологическом режиме, пожаров или других изменений среды, обусловленных деятельностью человека или природными факторами. Потребность для выработки дополнительных методов датирования торфяных отложений несомненна. Широкое использование для этих целей находил метод константного объемного веса торфа (Илометс, 1980; Илометс, 1984), а также метод константного привноса пылицы (Middeldorp, 1984). Нами делается попытка выяснять дополнительные возможности датирования отложений и построения более точной возрастной шкалы при помощи кумулятивных кривых аккумуляции торфа, привноса пылицы и содержания некоторых тяжелых металлов.

Исследования проводились на верховом болоте Нийнсааре (площадью около 70 га), которое находится на западном крае Куртнаского камового поля в северо-восточной Эстонии (рис. 1). Болото в виде низинных осоковых сообществ образовалось в результате заболачивания впадины между лимногляциальными камами и Ахтмеским плато около 6 тыс. лет назад после лесного пожара. Развитие болота было тесно связано с колебанием уровня воды в соседних озерах. Так, в результате довольно сильного повышения уровня воды озеро распространилось на болото и образовался слой сапропеля. Около 5000–4700 лет назад после пожара началось развитие олиготрофных сфагновых сообществ и сформировалась верхняя часть (370 см) залежи, состоящая из сфагнового, кустарничкового и сфагново-кустарничкового торфов со степенью разложения в среднем 10–20%, максимально до 40%. Находясь вблизи от теплоэлектростанции, использующей горючие сланцы в виде топлива, что создает атмосферное загрязнение карбонатной пылью, болото в течение последних десятилетий сильно изменилось. Сфагновый покров деградировал полностью, и болото заселили разные кальцифильные виды высших растений (Karofeld, 1987).

При бурении залежи использовали бур типа Инсторфа (500 × 70 мм). Образцы отбирались дважды: для определения ботанического состава, степени разложения и объемного веса торфа и для радиоуглеродного датирования. Исходя из среднего прироста торфа в Эстонии (1–2 мм/год) и реальной статистической ошибки ^{14}C датирования (± 50 –50 лет), оптимальная мощность образца должна быть примерно 6–7 см.

Нужное количество материала для ^{14}C датирования получали из 3–4 близрасположенных скважин. При отборе образцов из разных скважин

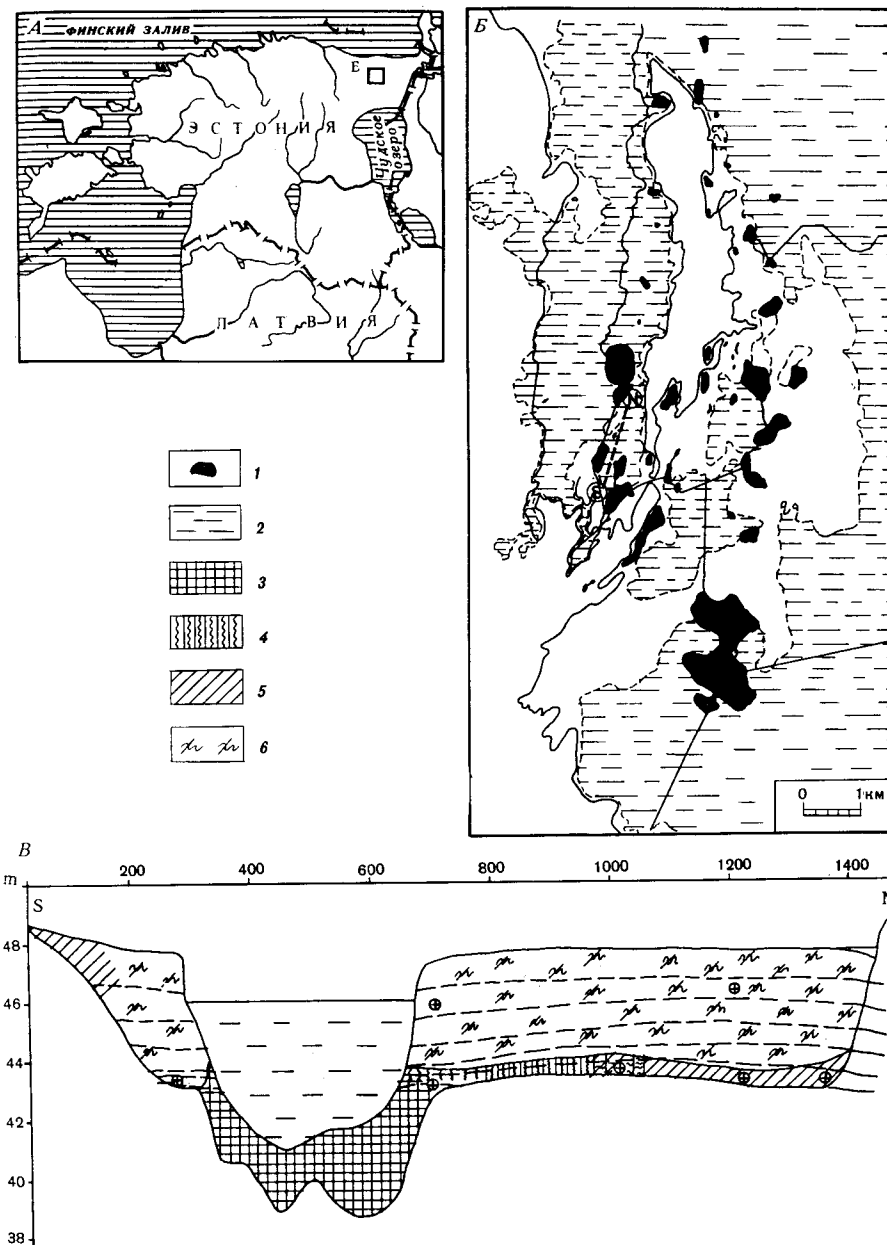


Рис. 1. Положение изучаемого района (А, Б) и профиль озера и болота Нийнсааре (Б)

1 — озеро; 2 — болото; 3 — сапропель; торф: 4 — *Phragmites*, 5 — *Carex*, 6 — *Fuscum*

не нужно руководствоваться глубиной, репером должен быть легко выделяющийся визуально по литологии слой торфа (Пуннинг, 1987).

Основываясь на данных дендрохронологических корректированных датировок (Stuiver, Person, 1986) и определениях объемного веса торфа, вычислялся возраст каждого последующего слоя торфа в залежи (Илометс, 1979). Во время второго отбора проб в этой же точке отбирались образцы для палинологического и химического анализов. При отборе образцов исходили из предположения, что время образования каждого последующего образца должно быть одинаковым – около 50 лет. Поэтому мощность образцов различалась в зависимости от степени их разложения. При отборе проб для определения содержания тяжелых металлов учитывались меры предосторожности – проводилась расчистка образца, использовались неметаллические ножи и т.д. Образцы для палинологического анализа обрабатывались стандартным методом ацетализа. Для определения концентрации пыльцы на 1 см³ образца добавлялось определенное количество спор плауна (Stockmarr, 1971). На основе полученных данных построены диаграммы процентного состава пыльцы, а также их концентрации.

В Институте физики Академии наук Латвии было определено по нейтронно-активационному методу содержание 32-х элементов в торфяных образцах (Punning et al., 1989).

Для определения объемного веса торфа определялись влажность (образцы высушивались при температуре 60°C до постоянного веса) и степень разложения торфа (микроскопически), а затем, используя соответствующие таблицы (Таблицы..., 1969), – объемный вес образца. Далее следовало вычисление возраста каждого торфяного слоя. Установлено, что аккумуляция торфа, особенно сфагнового, является во времени мало изменяющейся величиной (Илометс, 1979; Слутто, 1983). Следовательно, зная суммарный вес торфяного слоя на единицу площади и возраст данного слоя (¹⁴C датировка), можно вычислить возраст каждого слоя в залежи:

$$A = \sum_{i=1}^{n_{14C}} \sigma_i / T_{14C}; \quad t_i = M_i / A; \quad T_i = \sum_{i=1}^m t_i,$$

где A – аккумуляция торфа, г/см²; i – объемный вес слоя, г/см³; T_{14C} – радиоуглеродная датировка, лет; n_{14C} – слой, датированный по ¹⁴C; t_i – время образования, лет; M_i – вес слоя i , г/см²; T_i – возраст слоя i , лет.

На рис. 2 представлены кривые "глубина–возраст", опирающиеся как на конвенциональные (1), так и на корректированные ¹⁴C датировки (2), а также сконструированная на их основе кривая прироста торфа между датированными горизонтами (3). На рис. 3 приведены: кривая "глубина–возраст", вычисленная по методу константного объемного веса торфа (1), кумулятивная кривая аккумуляции торфа (2) и кривая линейного прироста (3); на основе полученных данных можно заключить, что условия торфонакопления менялись дважды – около 3 и 1 тыс. лет назад.

В своей работе А.А. Мидделдорп (Milleldorp, 1984) в целях детализации временной шкалы использует предположение, что привнос пыльцы

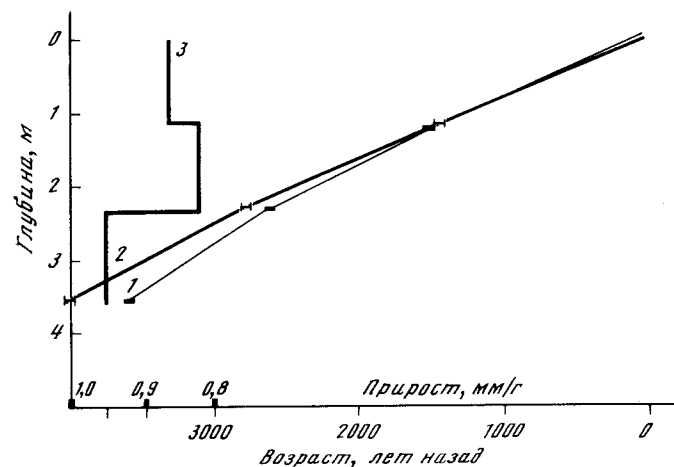


Рис. 2. Конвенциональные (1) и корректированные (2) ¹⁴C датировки и изменение прироста торфа (3), реконструированное по корректированным датировкам

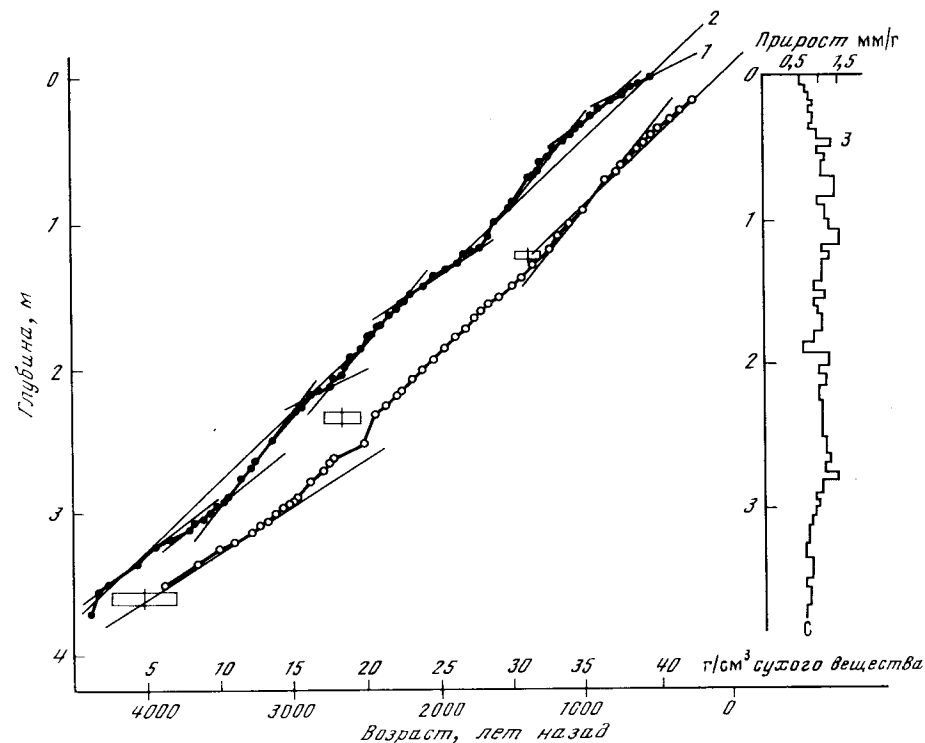


Рис. 3. Кривая "глубина–возраст" по объемному весу торфа (1), кумулятивная кривая сухого материала г/см³ (2) и прирост торфа в мм/год (3) на основе кривой 1

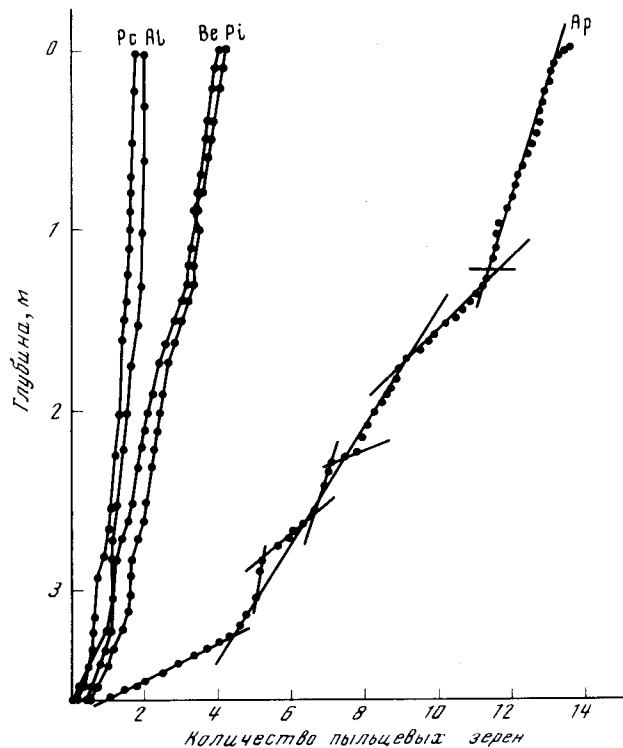


Рис. 4. Кумулятивная кривая суммы древесной пыльцы (АР) и пыльцы ольхи, ели, березы и сосны

для определенного отрезка времени в конкретных стабильных условиях является константным. Проведенные нами исследования показывают, что в данном районе основные факторы, влияющие на привнос пыльцы, это гидротермический режим, размеры болота как коллектора пыльцы и антропогенное влияние (Koff, 1988, 1989). Как свидетельствуют палеогеографические исследования, за последние 3–4 тыс. лет размеры болота менялись незначительно (Ilomets, 1989). Довольно стабильным оказался и уровень воды (Erg, Ilomets, 1989). В болоте Лийвъярве, расположенном в 7 км севернее, привнос пыльцы за последние 3,5 тыс. лет оставался тоже постоянным (Koff, 1987). Деятельность человека в разрезе Нийнсааре отражается в незначительной мере, главным образом появлением пыльцы культурных злаков в самой верхней части разреза. Таким образом, можно предположить, что экстремальных событий, которые могли влиять на количество привноса пыльцы, за последние 3 тыс. лет для данного болота не отмечалось. Это делает возможным использование методики постоянного привноса пыльцы.

Зная концентрацию пыльцы (т.е. число пыльцевых зерен в 1 см³) и суммируя эти данные от образца к образцу, мы получаем кумулятивную кривую. На рис. 4 представлены такие кривые для общей суммы пыльцы

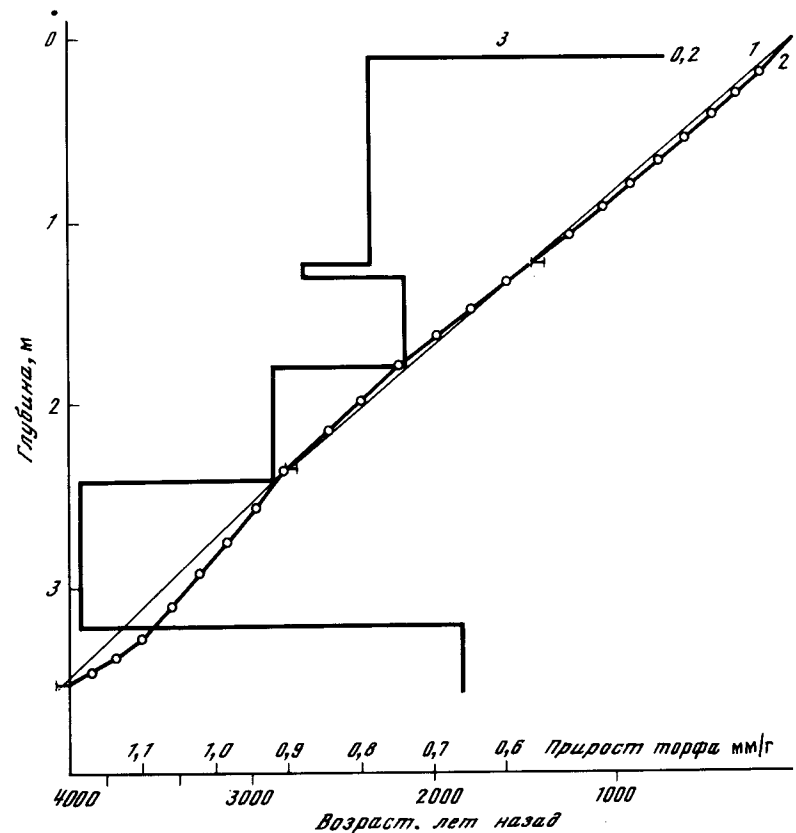


Рис. 5. Возрастная шкала, базирующаяся на скорректированных данных ¹⁴C (1), константный привнос пыльцы (2) и вычисленный на их основе средний прирост торфа (3)

древесных пород, а также отдельно для пыльцы ольхи, ели, березы и сосны. Эти породы доминируют как в растительном покрове, так и по продуцированию пыльцы. Роль широколиственных пород в общем невелика. На кривых можно выделить прямолинейные отрезки, где накопление пыльцы было постоянным. Наиболее четко выделяется отрезок 3,6–3,2 м, где накопление пыльцы было значительным для всех видов. Затем следует отрезок 3,2–1,2 м с некоторыми флуктуациями в основном за счет изменений в концентрации пыльцы березы и сосны, а в отдельных случаях и ели. Верхний отрезок мощностью 1,2 м характеризуется стабильным накоплением пыльцы. Темпы накопления здесь меньше, чем в нижней части залежи. Так, для отрезка 3,6–3,2 м (40 см) накопилось $4,5 \times 10^6$ пыльцевых зерен древесных пород, а для верхней части на 1,2–2,1 $\times 10^6$. Это можно объяснить уменьшением площади лесов за счет деятельности человека, поскольку с этого рубежа в спорово-пыльцевых спектрах появляется пыльца культурных злаков, что можно считать признаком начала земледелия в данной местности.

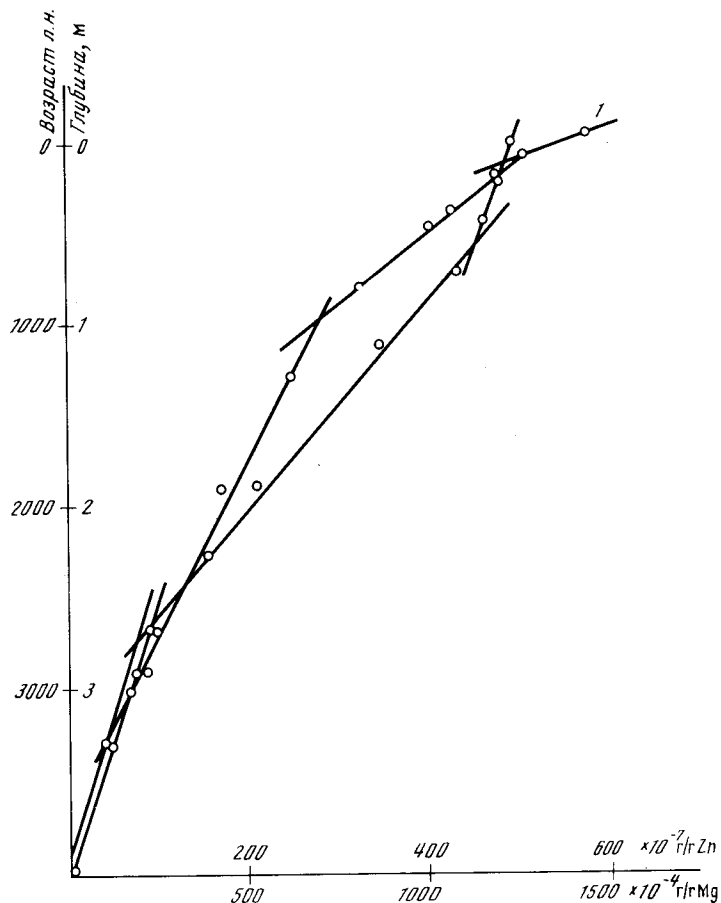


Рис. 6. Кумулятивная кривая Mg (1) и Zn (2)

Для участков между точками перелома можно найти количество пыльцевых зерен на 1 см по шкале глубины. Далее для слоев между ^{14}C датировками вычислялось количество привноса пыльцевых зерен на год. Таким образом, опираясь на данные привноса пыльцы и ^{14}C датировки, была реконструирована детальная возрастная шкала (рис. 5).

На этом рисунке представлена и кривая изменения прироста торфа, полученная на основе детализированной временной шкалы. Кривая в значительной мере отличается от той, которая представлена на рис. 2 как по детальности, так и по амплитуде изменений. Разумеется, при использовании данного метода несомненной предпосылкой также остается тезис о постоянной аккумуляции торфа. Так как вся реконструкция базируется на ^{14}C датировках, исчезновение какого-то слоя (например, вследствие пожара) ведет к аномальному приросту в определенных вре-

менных интервалах. Из-за человеческой деятельности за последние десятилетия наименьшим оказался прирост торфа для верхнего 10-сантиметрового слоя торфа.

Используя данные нейтронно-активационного анализа и полученную детальную возрастную шкалу, можно конструировать кумулятивные кривые концентраций и привноса отдельных элементов (рис. 6). Изменение уклона кумулятивной кривой для магния может происходить вследствие изменения или интенсивности привноса или прироста торфа. Интервал от 4000 до 700 лет назад характеризует практически прямая линия, что свидетельствует о наличии постоянного привноса данного элемента. После 700 лет назад привнос повышается, особенно резко за последние 100 лет.

Сходную кривую получил Б. Менке (Menke, 1987), изучавший закономерности распределения некоторых элементов в толще верхового торфа Шлезвиг-Гольштейн около Любека. По его мнению, привнос магния в природных условиях в основном зависит от континентальности района. Резкие изменения кривой в последние столетия могут быть следствием деятельности человека. Кумулятивная кривая магния весьма хорошо совпадает с кривой накопления пыльцы древесных пород (см. рис. 5), на обеих кривых можно выделить изменения скорости накопления около 3200 и 1000 лет назад. Так как источники привноса принципиально разные, можно заключить, что причиной было изменение скорости аккумуляции торфа. Аналогичные кривые можно конструировать и для изучения закономерностей распределения и привноса других элементов. Кривая привноса цинка (рис. 6) имеет точки перегиба примерно на тех же глубинах, что и магний.

Изменение наклона кривой около 400 лет назад, что совпадает с присутствием пыльцы культурных злаков, может быть связано с повышением интенсивности сельскохозяйственной деятельности. Резкое повышение концентраций всех элементов за последние десятилетия обусловлено эмиссией теплоэлектростанций (Punning et al., 1989).

ВЫВОДЫ

1. Временная шкала, базирующаяся лишь на экстраполяции нескольких ^{14}C датировок, не годится для детального изучения многих палеогеографических проблем, связанных с изучением как природных условий, так и истории человеческой деятельности.
2. При детализации временной шкалы оказывается возможным использовать метод постоянного привноса пыльцы при допущении, что не происходило существенных изменений в пространственно-временном развитии верхового болота (размеры болота, гидротермические условия, человеческое влияние и т.д.).
3. Используя аналогичный подход, можно для тех же целей использовать динамику привноса магния.
4. Так как в верховом торфе сохраняется первоначальное залегание микро- и макрочастиц (пыльца, элементы), то отпадает вопрос о вертикальной миграции ^{14}C .

- Илометс М. О динамике фракционного состава торфогенного слоя на верховом болоте Мянникарве // Физические, изотопно-геохимические и геологические методы в изучении антропогена Эстонии. Таллинн: АН ЭССР, 1979. С 22—37.
- Илометс М. Об определении возраста слоев торфа на основе объемного веса // Изв. АН ЭССР. Геология. 1980. Вып. 29. С. 121.
- Илометс М., Ильвес Э., Раямяэ Р. О пространственно-временной динамике прироста торфа на верховых болотах Эстонии // Там же. 1984. Вып. 33. С. 158—165.
- Пуннинг Я.-М. К применению радиоуглеродного метода для датирования голоценовых болотных отложений // Изучение озерно-болотных формаций в целях палеогеографических реконструкций. Таллинн: АН ЭССР, 1986. С. 96—102.
- Пуннинг Я.-М., Илометс М., Кофф Т., Раямяэ Р., Петерсен И., Тийтс Т. Комплексные стратиграфо-палеогеографические исследования озерно-болотных отложений во впадине Валламяги. (Ю.-В. Эстония). Препр. Таллинн: АН ЭССР, 1985. С. 58.
- Таблицы для определения выходов воздушного торфа в тоннах при 40% условной влажности из 1000 куб. м торфосырья. М.: Геолторфразведка, 1969. 14 с.
- Clymo H. Peat // Ecosystems of the World, 4A Mires: swamp, fen and moor. General studies (ed. A. Gore). Amsterdam—Oxford—New York. Elsevier Sci. Publ. 1983. P. 159—224.
- Erg K., Ilomets M. Mäetööstuse moju Kurtna järvede veetasemele seisund ja prognoos // Kurtna järvestiku looduslik seisund ja selle areng II. Tallinn: Valgus, 1989. P. 75—89.
- Ilomets M. On the cyclical nature of the development of bogs // Estonia. Nature, Man, Economy. Tallinn: Acad. sci. Estonian SSR, 1984. P. 68—77.
- Ilomets M. Puhatu soostiku arengust holotseenis // Kurtna järvestiku looduslik seisund ja selle areng II. Tallinn: Valgus, 1989. P. 75—89.
- Karofeld E. Kurtna järvestiku rabade looduslike tingimuste ja taimkatte dünaamikast viimastel aastakümnetel // Kurtna järvestiku looduslik seisund ja selle areng. Tallinn: Valgus, 1987. P. 133—139.
- Koff T. Taimkatte arengust Kurtna järvestiku piirkonnas // Ibid. P. 41—46.
- Koff T. Looduslike tingimuste rekonstrueerimisest dietolmuanalüüsi abil // Kurtna järvestiku looduslik seisund ja selle areng II. Tallinn: Valgus, 1989. P. 68—74.
- Menke B. Geobotanische und geochemische Untersuchungen an einem Torfprofil zur Frage natürlicher und anthropogener Elementverfrachtung // Geol. Jb. R. A. Hannover, 1987. H. 95. P. 3—102.
- Middeldorp A. Functional paleoecology of raised bogs — an analysis by means of pollen density dating in connection with the regional forest history. Amsterdam: Acad. proefschrift, 1984. 124 p.
- Punning J.-M., Ilomets M., Karofeld E. et al. Tehnogeensed muutused biokeemilises ainerings // Kurtna järvestiku looduslik seisund ja selle areng II. Tallinn: Valgus, 1989. P. 14—28.
- Stuiver M., Pearson G.W. High-precision calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950—500 B.C. // Radiocarbon. 1986. Vol 28, N 2B. P. 805—858.
- Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen et spores. 1971. Vol 13. P. 615—621.

А.И. Гайгалас, Ю.Ю. Банис, И.А. Саткунас

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ГРАНИЦЫ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТОГРАФИРОВАНИИ НА ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЛИТВЫ

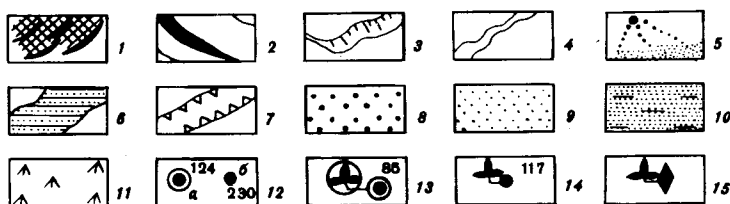
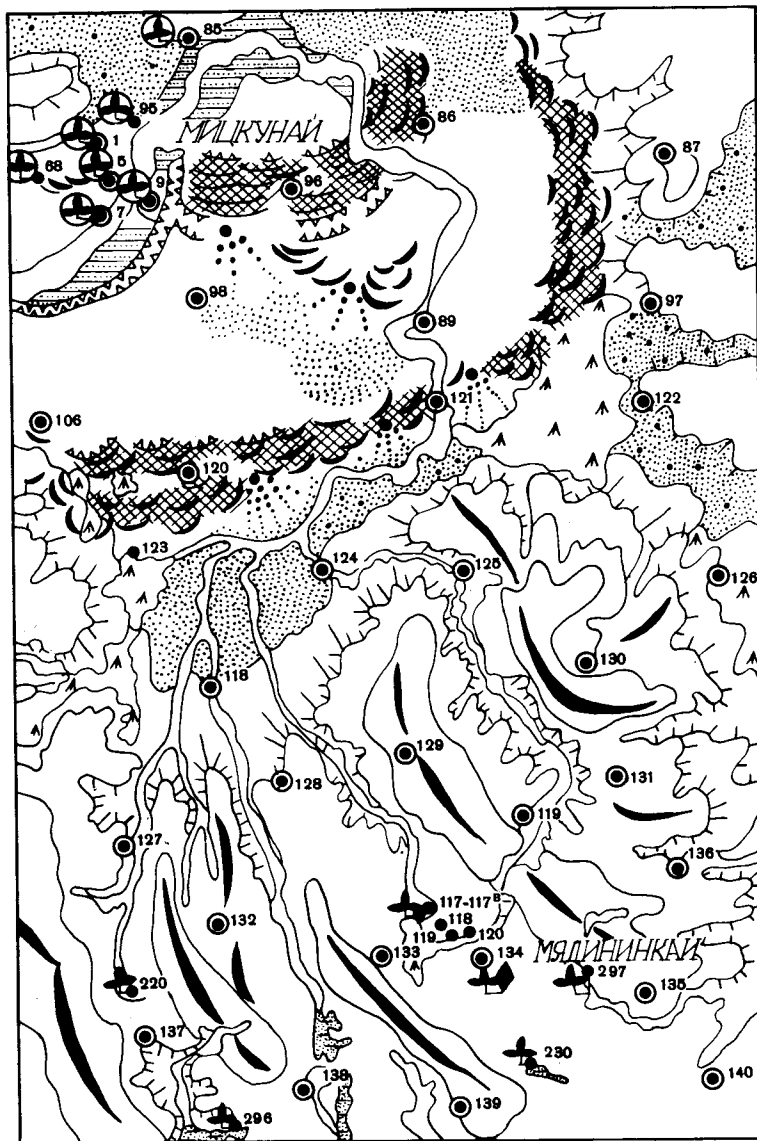
На территории юго-восточной Литвы граница последнего (нямунского) оледенения на геологических картах проводится неоднозначно. Как критерий для проведения этой границы использовались геоморфологические признаки. Стратиграфическое обоснование границы последнего оледенения после среднemasштабной геологической съемки в 1964 г. осталось неубедительным. По этому вопросу имелись разногласия (Кондратене и др., 1978, 1984, 1986).

Существенные результаты для решения вопроса о границах последнего оледенения на территории юго-восточной Литвы при геологическом картографировании четвертичных отложений дают исследования разрезов, расположенных в пределах Мядининкской возвышенности. Мядининкская возвышенность представляет северо-западную часть Ошмянской гряды на территории Литвы. Она образовалась активными надвигами Ошмянской ледниковой лопасти и состоит из ряда угловых моренных массивов, соединенных полосами краевых ледниковых образований северо-западного или юго-восточного направлений (рис. 1). Положение границы последнего оледенения зависит от определения возраста ледниковых отложений Мядининкской возвышенности и перекрывающих их органогенных отложений, формирующих рельеф этой территории.

Вопрос возраста рельефообразующей морены Мядининкской возвышенности, как и положение границы последнего оледенения, до сих пор дискутируется. Одни исследователи относят Мядининскую возвышенность к образованиям среднелепистоценового возраста и границу последнего оледенения проводят по северным склонам этой возвышенности (Вайтекунас, 1967; Гайгалас и др., 1989; Кудаба, 1986; и др.), а другие — к краевым образованиям последнего оледенения (Вонсавичюс, 1984; Чепулите, 1967, 1978, 1986; и др.).

С целью уточнения проведения границы были отобраны образцы из скв. 117А (Мядининкай) и расчистки мелиоративной канавы, в которой обнажались органогенные отложения, заполняющие болотное ложе на морене, формирующей окружающий рельеф. Указанная скважина и расчистка находятся около 2,4 км северо-западнее от костела местечка Мядининкай в понижении моренного волнистого рельефа, представляющего болотное ложе, заполненное органогенными болотными торфянистыми и озерными сапропелевыми алевролитами. Болотное ложе пересекается шоссе Вильнюс—Минск. Изученная местность находится около 29 км юго-восточнее Вильнюса в центральной части Мядининкской возвышенности.

Указанные болотные отложения изучались геологосъемочным отря-



дом крупномасштабного геологического картирования летом 1989 г. Геологические и геоморфологические условия этого разреза были описаны в кратком путеводителе экскурсии VIII изотопно-геохимического совещания Прибалтики и Белоруссии (Саткунас, 1989). Несколько раз проведенные палинологические исследования разрезов органогенных отложений, залегающих на рельефообразующей морене, позволили выделить мяркинские межледниковые слои, а также неледниковые озерные и болотные отложения нямунского ледникового, не перекрытые моренами (Кондратене, Вонсавичюте, 1986; и др.). Аналогичные разрезы к юго-востоку от Вильнюса были обнаружены раньше; в них над мореной, образующей рельеф, непосредственно залегают мяркинские межледниковые отложения, непокрытые мореной, непосредственно переходящие в неледниковые перигляциальные отложения нямунского ледникового (Кондратене, 1978; Кондратене и др., 1984; Кондратене и др., 1986; и др.).

В похожей ситуации белорусскими исследователями был изучен разрез в ложе болота Крашайчизна на Ошмянской возвышенности (Вазнячук и др., 1978). Там также на микулинских (муравинских) межледниковых отложениях и перигляциальных отложениях последнего оледенения нет морен. Разрезы обычно завершаются современными (голоценовыми) болотными отложениями, которые продолжают формироваться и сейчас. Данные радиоуглеродного датирования, выполненного для перечисленных органогенных отложений, уже раньше подтвердили выводы, полученные на основе палеонтологических исследований (Гайгалас и др., 1976, 1980, 1981; и др.).

Эти данные имеют первостепенное значение при проведении границы последнего оледенения в юго-восточной Литве, так как некоторые исследователи (Чепулите, 1967, 1978, 1986; Вонсавичюс, Климашаускас, 1971; Вонсавичюс, 1984; и др.) допускали, что морена последнего (нямунского) оледенения покрывает всю площадь Мядининской возвышенности. Значение этой проблемы было подчеркнуто нами на Всесоюзном совещании по геохронологии четвертичного периода, которое состоялось в Москве в ноябре 1989 г. (Гайгалас и др., 1989). При проведении работ по крупномасштабному геологическому картографированию на территории Шумского объекта было необходимо определить возраст болотных отложений на Мяди-

Рис. 1. Геоморфологическая схема Мядининской возвышенности и южной части Вильяле-Нярисской равнины (по материалам Р. Гуобите)

1 - краевые образования последнего (нямунского, валдайского) оледенения; 2 - гряды краевых образований среднеплейстоценового (мядининского, московского) возраста; 3 - склоны и уступы; 4 - флювиогляциальные долины; 5 - зандровые конусы; 6 - флювиогляциальные террасы; 7 - ложбины стока талых ледниковых вод; 8 - зандровые равнины; 9 - песчаные равнины приледниковых водоемов; 10 - отрицательные формы рельефа с озерно-болотными отложениями позднеплейстоценового возраста; 11 - равнины болот; 12 - картировочные (а) и малоглубинные картировочные (б) скважины; 13 - разрезы с мяркинскими (микулинскими) межледниковыми отложениями, перекрытыми позднеплейстоценовыми моренами; 14 - мяркинские межледниковые отложения, непокрытые моренами; 15 - разрез Мядининкай

9. Торф, поднятый из скв. 117А, залегающий в интервале глубин 4,7–4,9 м (обр. 7)

$V_s = 717:29410 \pm 1200$ лет.

10. Торф, поднятый из скв. 117А, залегающий в интервале глубин 5,3–5,7 м (обр. 11)

$V_s = 746:29840 \pm 780$ лет.

11. Торф, поднятый из скв. 117А, залегающий в интервале глубин 5,7–5,8 м (обр. 13)

$V_s = 754: \geq 35280 \pm 1500$ лет.

12. Торф, поднятый из скв. 117А, залегающий в интервале глубин 6,0–6,20 м (обр. 15)

$V_s = 755: \geq 35810 \pm 1500$ лет.

Данные радиоуглеродного датирования, сопоставленные с результатами палинологических исследований и биостратиграфическим расчленением разреза скв. 117А, представлены на рис. 2. Они подтверждают выводы, полученные при интерпретации результатов палинологических исследований: на морене, формирующей рельеф современных лож болот в центральных частях Мядининских возвышенностей, залегают отложения голоцена, позднего нямунского и среднего нямунского времени, а также более ранние (раннего нямунского времени и мяркинского межледниковья), неразделенные какими-либо моренными слоями. Разрез нямунских отложений состоит из перигляциальных болотных и озерных отложений. К позднениамунскому времени можно отнести только алевиты, залегающие в скв. 117А (Мядининкай) в интервале 1,0–3,4 м. Они относятся к бассейновым отложениям, сформировавшимся под влиянием талых ледниковых вод грудаской и балтийской стадий. Мядининская возвышенность не покрывалась ледниками нямунского (последнего) оледенения грудаской и тем более балтийской стадий. Границу последнего оледенения в этом районе следует проводить севернее по северным подножиям и склонам Мядининских возвышенностей. Подсчитанная скорость накопления торфа по радиоуглеродным данным в изученном болотном ложе до распространения ледников грудаской и балтийской стадий нямунского оледенения составила почти 2 мм/год (средне-позднениамунское время от 28 650 до 23 770 лет назад).

ЛИТЕРАТУРА

- Вазнячук Л.М., Махнач М.А., Рунец Я.П., Пузанау Л.Ц., Арсланау Х.А. Неаппей-стацэн і галацэн Ашмянскіх град (стратыграфія і некаторыя асаблівасці гісторыі расліннасці Беларусі на матэрыялах вывучэння апорнага разрэзу Карачоўшчына // Даследаванні антрапагену Беларусі. Минск: Навука і тэхніка, 1978. С. 110–129.
- Вайтэкунас П. Великая латеральная прадолина Юго-Восточной Литвы и ее морфогенетическая связь с деградацией материковых ледников // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Вильнюс: Изд-во ВГУ, 1967. С. 3–18.

Вонсавичюс В., Климашаускас А. К вопросу о периодизации позднего плейстоцена Литвы // Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971. С. 174–180.

Вонсавичюс В.П. Строение четвертичных отложений Литвы и проблемы их стратиграфического расчленения // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс: Минтис, 1984. С. 88–96.

Гайгалас А., Гальчене Ю., Банис Ю., Брейе А. Радиоуглеродное датирование позднечетвертичных отложений и подземных вод // Погребенные палеоврезы поверхности дочетвертичных пород Южной Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 102–111.

Гайгалас А., Банис Ю., Кибилда З., Давайнис Г. Основные результаты датирования четвертичных отложений радиоуглеродным методом и опыт определения активности ^{14}C в подземных водах Литвы // Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Минск: Наука и техника, 1980. С. 37–40.

Гайгалас А., Банис Ю., Давайнис Г., Кибилда З., Пятрошюс Р. Радиоуглеродное датирование в лаборатории ЛитНИГРИ // Науч. тр. вузов Лит. ССР. Геология. Т. 11. 1981. С. 75–86.

Гайгалас А.И., Банис Ю.Ю., Саткунас И.А. Применение радиоуглеродного датирования для проведения границы последнего оледенения при геологическом картировании на территории Юго-Восточной Литвы // Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Таллинн, 1989. С. 49.

Кондратене О.П. Условия залегания мяркинских отложений южнее Балтийской возвышенности // Достижения и перспективы геологического изучения Лит. ССР. Вильнюс: ЛНИГИ, 1978. С. 37–38.

Кондратене О.П., Клиевичене А.И., Битинас А.К. Граница ледникового покрова нямунского оледенения в Юго-Восточной Литве в свете биостратиграфических данных // Палеогеография и стратиграфия четвертичного периода Прибалтики и сопредельных районов. Вильнюс: ОГ АН ЛитССР, 1984. С. 155–160.

Кондратене О.П., Жедялис А.А., Ришкене М.А. Условия залегания и инженерно-геологическая характеристика мяркинских отложений на Мядининской возвышенности // Исследование ледниковых образований Прибалтики. Вильнюс: ОГ АН ЛитССР, 1986. С. 32–47.

Кондратене О.П., Вонсавичюте А.В. Новые стратиграфические данные о границе нямунского ледникового покрова на территории Литвы // Там же. С. 48–59.

Кудаба Ч.П. Эрозионные реликты окрестностей г. Вильнюс и их палеогеоморфологическое значение // Там же. С. 21–31.

Саткунас И. Разрезы межледниковых отложений на Мядининской возвышенности: (Краткий путеводитель экскурсии VIII изотопно-геохимического совещания Прибалтийских республик и Белорусской ССР). Вильнюс: Изд-во ВГУ, 1989. 15 с.

Чепулите В.О. О влиянии неотектонических движений на формирование палеогеоморфологических поверхностей Ошмянской и северной части Судувской возвышенности // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс: Минтис, 1967. С. 51–65.

Чепулите В.А. К вопросу о перекрытии и непокрытии моренным суглинком последнего оледенения межморенных и межледниковых отложений Юго-Восточной Литвы // Достижения и перспективы геологического изучения Литовской ССР. Вильнюс: ЛНИГИ, 1978. С. 41–43.

Чепулите В.А. К дискуссии о площади распространения моренного суглинка последнего оледенения в Южной Прибалтике // Исследование ледниковых образований Прибалтики. Вильнюс: ОГ АН ЛитССР, 1986. С. 65–68.

Ю.А. Карпычев

ТРАНСГРЕССИВНО-РЕГРЕССИВНЫЕ СТАДИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ И ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО ¹⁴C ДАТИРОВКАМ ОТЛОЖЕНИЙ

Чутким индикатором климатических изменений является уровень бессточных водоемов. Особый интерес в таких исследованиях представляет Каспийское море благодаря большим размерам бассейна. История развития Каспийского моря – это история постоянного изменения его уровня. Если уровень в различные периоды развития моря достаточно хорошо определен, однозначности в определении временных границ нет. В настоящее время имеется достаточно большое количество датировок по ¹⁴C, однако, если их рассматривать в совокупности, возникает ряд противоречий. Возможно несколько причин, которые приводят к искажению возраста раковин моллюсков. Это переотложение осадочного материала и "омоложение" в результате контакта раковин с атмосферным CO₂.

В этом отношении интерес для датирования представляют отложения заливов или впадин. При ограниченном водообмене с морем даже небольшие колебания его уровня приведут к значительным изменениям условий осадконакопления в заливе. Минимальное перемешивание осадков позволяет определять возраст по карбонатам и органическому веществу (ОВ). Привлекательным районом для проведения таких исследований является восточное побережье Каспийского моря, где на различных уровнях есть древние лагуны и впадины, а в рельефе дна на шельфе наблюдаются следы древних береговых линий. Отсутствие речного стока и растительности повышает надежность датирования по карбонатам и ОВ. Отложения Аграханской косы представляют интерес благодаря протяженным разрезам.

Образцы для датирования отложений по радиоуглероду отбирались по разрезу и по возможности из каждого стратиграфически определенного слоя. Комплексное определение возраста по раковинам, рассеянным карбонатам и ОВ позволяет сделать некоторые выводы относительно надежности датирования морских отложений. Возраст ОВ и карбонатов в отложениях заливов и карбонатов шельфа на восточном побережье получается соответственно на 150±90, 570±250 и 1200±100 лет больше. При определении абсолютного возраста эти значения вычитались. Датировки, на основании которых проводилась реконструкция уровня, представлены в таблице.

Аграханская коса. Осадочная толща косы, вскрытая прорезью, разделена двумя слоями торфа, под которыми залегают слои раковин в виде парных створок. С уверенностью можно сказать, что коса сформировалась во время трех трансгрессивных стадий, разделенных регрессиями, в течение которых на мелководье сформировались слои камышового торфа (Карпычев, 1986). Пять разрезов берегового уступа отличаются от раз-

Индекс ИВП	Состав датирове- мого слоя	Материал	Возраст, лет	Уровень, м абс.
1	2	3	4	5

Аграханская коса

Разрез борта прорези

139	Торф	Торф	530±60	-28,5
146	"	"	1580±60	+(1-4,5)
36	Песок	Кардиум	2160±100	+(0,2-3,5)

Разрезы берегового уступа

150	Песок	Кардиум	2800±200	-28,5
151	Торф	Торф	460±60	+1,5
153	"	"	580±80	+2,0
155	Глина	Кардиум	250±80	+1,5
157	"	"	130±60	+1,5

Впадина Ащи-Сор

Разрез 1

21	Песок	Кардиум	150±80	-(27,5-28,5)
22	"	Торф	240±80	-0,2
23	"	Кардиум	240±80	-0,5

Разрез 2

25	Песок	Кардиум	740±120	-0,7
----	-------	---------	---------	------

Разрез 3

48	Раковины	Кардиум	100±80	-(30-31)
51	"	"	480±80	-0,2
164	Ил	"	1320±80	-1,0

Склон впадины

53	Песок	Дидакна	11330±180	-2,0
----	-------	---------	-----------	------

Солончак в районе п. Окарем

6	1-й слой раковин	Кардиум	±120	0
7	2-й слой раковин	Кардиум	290±100	-0,1
9	3-й " "	"	490±120	-0,2
13	4-й " "	"	550±260	-0,4
14	5-й " "	"	810±260*	-0,5

Побережье залива Кочак

42	1-й слой раковин	Карбонат	3050±270*	-(22-21)
43	2-й " "	"	3320±270*	-0,1
172	3-й " "	"	5280±270*	-0,2

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Побережье залива Кочак</i>				
45	4-й слой раковин	Карбонат	7630±290*	-0,9
46	Ил	"	8030±290*	-1,5
<i>Красноводский залив, ст. 127</i>				-31,5
123	Ил	Растительность	580±100	-0,5
125	Ил	ОВ	810±150*	-0,7
127	Песок	ОВ	1650±150*	-1,5
<i>Крайняя зона восточного шельфа</i>				
Ст. 5-86				-118
208	Ил алевроитовый	Дрейссена	6950±170	0
203	Ил глинистый	"	22230±450	-1,5
Ст. 4-86				-128
227	Ил глинистый	Карбонат	11200±300*	-0,4
209	Слой раковин	Дрейссена	11270±150	-0,7
223	Ил алевроитовый	Карбонат	20600±700*	-2,0
Ст. 10-86				-133
220	Ил глинистый	Карбонат	6800±150*	-0,4
210	Слой раковин	Дидакна	9300±180	-1,1

*Возраст приводится с корректировкой.

реза в борту прорези наличием следов только одной регрессии в виде слоя торфа или раковин, залегающих парными створками.

Возраст первой трансгрессивной стадии определяется датировками раковин из разреза борта прорези и берегового уступа (обр. 36, 150) – 2800–2000 лет. Уровень моря в это время был не менее $-25 \div -26$ м абс. Датировок, непосредственно определяющих возраст второй трансгрессивной стадии, нет, однако она четко маркируется датировками регрессивных стадий по торфу. Возраст первой 1580 ± 60 (обр. 146), второй 460–580 лет (обр. 139, 151, 153). Известно, что дербентская регрессия (XI–XIII вв.) закончилась наступлением моря с повышением на несколько метров над современным ($-28,5$ м абс.) (Квачидзе, 1980). Поэтому логично предположить, что вторая трансгрессивная стадия была в XIV–XV вв. (550–700 лет назад), а 1800–700 лет назад уровень моря не поднимался более чем на 0,2 м над современным. Уровень моря во время второй стадии был не ниже -24 м абс. Начало третьей стадии было примерно 450–550 лет назад. Далее уровень моря повышался по крайней мере до -22 м абс. Следует отметить, что третья трансгрессивная стадия не была однонаправленной. Слои раковин, залегающие парными створками, возраст которых 250 ± 80

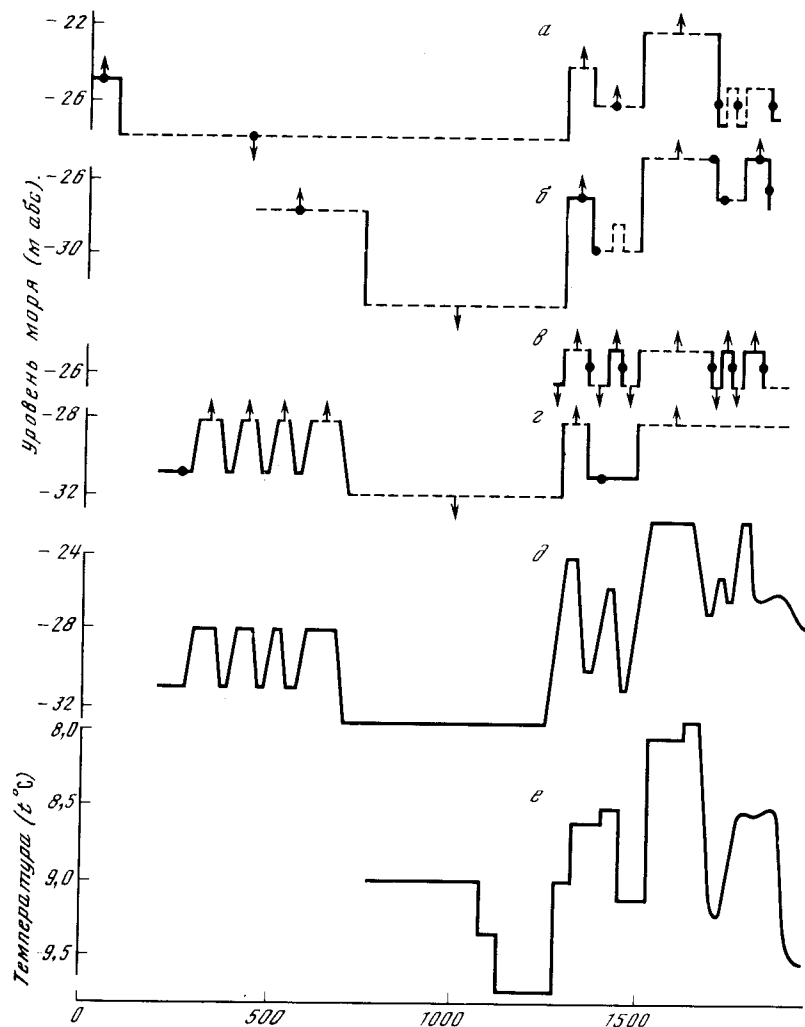


Рис. 1. Реконструкция колебаний уровня Каспийского моря по датировкам отложений

а – Аграханская коса; б – впадина Ащи-Сор; в – солончак около п. Окарем; г – Красноводский залив; д – обобщенная кривая колебаний уровня; е – изменение температуры в Англии, стрелками – уровень выше (ниже) указанного на рисунке, черный кружок – датировки по ^{14}C

и 130 ± 60 лет (обр. 155, 157), отмечают кратковременное повышение уровня моря. Графическая интерпретация этих данных изображена на рис. 1, а.

Впадина Ащи-Сор. В настоящее время впадина отделена от моря пересыпью. Такое отчленение произошло в середине прошлого века. Ха-

ракт осадконакопления во впадине определяется степенью водообмена с морем. При хорошем водообмене в глубоких местах формируются илистые осадки, переходящие на мелководье в мелкозернистый песок. По мере понижения уровня и при одностороннем водообмене происходит увеличение солености, что приводит к массовой гибели моллюсков и захоронению раковин в виде парных створок. В дальнейшем в осадок выпадают соли. При полном отчленении впадины питание осуществляется только за счет поверхностных вод и на осадконакопление влияют в основном эоловые и эрозионные процессы. Отложения приобретают характерный для застойных вод черный цвет. Следующий ритм осадконакопления начинается при достижении уровнем моря высоты пересыпи.

Образцы для датирования отбирались в трех колонках: на краю, в центре и на границе Верхнего и Нижнего Ащи-Сора (Карпычев, 1989). В наиболее длинной колонке отчетливо различаются три ритма осадконакопления в виде последовательности слоев ила, песка, раковин (парные створки), соли и черного ила. Возраст первой и второй трансгрессивных стадий 1320 ± 80 и 740 ± 120 лет (обр. 164 и 25). Уровень моря тогда был выше $-27 \div -29$ м абс. Наличие соли, отложившейся в течение регрессии между этими стадиями, позволяет предполагать, что уровень моря в этот период был $-32 \div -34$ м абс. Следующая регрессивная стадия, возраст которой 480 ± 80 лет (обр. 51), фиксируется в виде двух слоев раковин, залегающих парными створками. Вероятно, в это время была кратковременная трансгрессия. Конец третьей трансгрессивной стадии определяется возрастом остатков растительности 240 ± 80 лет, образовавшихся при последовавшей регрессии. Время последней (четвертой) трансгрессивной стадии определяется двумя датировками: 150 ± 80 — период максимального уровня, обр. 21 и 100 ± 80 лет — окончание, обр. 48 (рис. 1, б).

Возраст раковин 11330 ± 180 лет (обр. 53), отобранных на склоне впадины на высоте $-16 \div -17$ м абс., фиксирует окончание верхнехвалынской трансгрессии.

Солончак в районе п. Окарем. Отложения солончака представлены в двух разрезах, удаленных друг от друга на 40 км. Подобие этих разрезов говорит об их представительности для всей осадочной толщи. Пять слоев раковин, залегающих парными створками, отражают пять ритмов колебаний уровня. На основании радиоуглеродных датировок (обр. 6, 7, 9, 13, 14) можно предположить, что за последние 600–900 лет было пять повышений уровня моря до $-25 \div -26$ м абс. (рис. 1, в).

Побережье залива Кочак. Образцы отбирались на солончаке, расположенном на границе распространения раковин кардиум, которые маркируют новокаспийский период. Формирование отложений солончака происходило таким образом только в период максимального развития новокаспийской трансгрессии, при достижении абс. отметки -22 м и более. По составу и характеру залегания слоев разрез отложений солончака похож на разрез впадины Ащи-Сор (Карпычев, 1989) и в нем прослеживаются четыре ритма осадконакопления. Судя по радиоуглеродным датировкам, отложения солончака сформировались во время трех трансгрессивных стадий. Возраст первой определен двумя датировками 7630 ± 290 и

8030 ± 290 лет (обр. 45 и 46), второй — одной датировкой 5280 ± 270 лет (обр. 172). Во время третьей стадии было два пика 3320 ± 270 и 3050 ± 270 лет назад (обр. 45 и 42).

Красноводский залив. В верхней части отложений есть два слоя, свидетельствующих об особых условиях осадконакопления, связанных с понижением уровня: первый — насыщенный остатками растительности и второй — соляной. Появление растительности в заливе связано со стоком Аму-Дарьи через Узбой в период регрессии моря 450–550 лет назад. Возраст остатков растительности 580 ± 100 лет (обр. 123). Судя по возрасту ОВ 810 ± 150 лет (обр. 125), образование слоя соли связано с дербентской регрессией.

В нижней части разреза колебания уровня моря отражены переслаиванием песков и илов. Принимая скорость осадконакопления илистых осадков 0,7 мм/год (величина, рассчитанная для верхней части колонки), можно оценить периоды относительно высокого и низкого стояния моря. Вычисленный возраст нижнего слоя песка 1680 лет совпадает с датировкой ОВ 1650 ± 150 лет (обр. 127). Во время дербентской регрессии уровень моря опускался до -32 м абс. и ниже, а во время следующей (450–550 лет назад) — до -31 м абс. В более ранний период 1650–1300 лет назад уровень моря не опускался ниже -32 м абс. (рис. 1, г).

Краевая зона восточного шельфа. В этом районе отсутствует современное осадконакопление, а слои раковин с окатанными частицами гравия свидетельствуют о значительно более низком уровне, при котором происходило формирование этих отложений. Отчетливо видимые границы в колонках 4,5–86 (Маев и др., 1989) указывают на четыре стадии низкого уровня, разделенные перерывами. Возраст первой стадии 20600–22500 лет (обр. 203 и 223), второй — 11270 ± 150 лет (обр. 209), четвертой 6800–6950 лет (обр. 208 и 220). Судя по возрасту карбонатов 11200 ± 300 лет (обр. 227), осадки третьей стадии переотложены.

В колонке 10–86 слой раковин с экземплярами до 3 см разделяет отложения по карбонатности на две части. Высокая карбонатность отложений верхней части позволяет отнести их к новокаспийским. Тогда возраст раковин этого слоя 9300 ± 180 лет (обр. 210) определяет начало новокаспийского периода, а датировка верхнего слоя раковин 6800 ± 180 лет (обр. 220) фиксирует период минимума новокаспийской регрессии.

Серия датировок 20600–22500 лет относится, очевидно, к концу ено-таевской регрессии. Мангышлакская регрессия ограничивается периодом 11300–9300 лет назад. Уровень моря во время этих регрессий понижался до -133 м абс. и ниже. Во время первой новокаспийской регрессии на основании анализа фауны уровень был около -70 м абс., а во время последующих регрессий — выше.

Колебания уровня моря в исторический период. Непрерывные наблюдения уровня моря, зафиксированного в отложениях, начинаются примерно с 300 г. Сопоставляя рис. 1, а и 1, г, видим, что с 300–1200 гг. уровень моря изменялся в пределах от $-31,5 \div -32,5$ до -28 м абс. Наиболее значительное понижение до -33 м абс. и, возможно, ниже было в период дербентской регрессии с 800–1200 гг., которая была прервана наступле-

нием моря, отмеченным во всех разрезах. Известно, что в 1300–1320 гг. уровень моря был близок к современному (Квачидзе, 1980). Из рис. 1, а следует, что максимальный уровень во время этого повышения был –24 м абс., а датировки торфа в Балханском шоре (Варущенко, 1984) показывают, что в V–XV вв. уровень моря не поднимался выше –24±–24,5 м абс. То есть уровень –24 м абс. можно считать наиболее вероятным.

Период с 1500–1850 гг. в отложениях Аграханской косы отражается как трансгрессивная стадия с повышением уровня до –22 м абс. (см. рис. 1, а). Во впадине Ащи-Сор она разделена на два пика (см. рис. 1, б). Известно, что в 1820 г. уровень моря на короткое время повышался до –22 м абс. Трудно представить, что за такое короткое время могла сформироваться верхняя часть Аграханской косы мощностью 3–4 м. Логично предположить, что во время первого пика уровень тоже поднимался до –22 м абс. и на более длительное время. Однако эти представления не соответствуют полностью датировкам отложений солончака (см. рис. 1, а). Возможно, наряду с уже определенными повышениями уровня было еще два менее значительных с повышением до –26 м абс., зафиксированных вторым слоем раковин в отложениях впадин Ащи-Сор и слоем раковин в разрезах берегового уступа. Их возраст соответственно 450–550 лет и 130±60 лет. Реконструированный уровень моря, представленный на рис. 1, б, хорошо совпадает с ритмами осадконакопления залива Кара-Богаз-Гол (Рихтер, 1961).

Трансгрессивно-регрессивные стадии моря в голоцене. Конец верхнехвалынской трансгрессии и начало мангышлакской регрессии определяется однозначно 11300 лет. Такое противоречие (одинаковый возраст при значительно различающихся уровнях) вполне объяснимо статистической погрешностью измерений. Скорость падения уровня моря около 300 мм/год не уникальна и уже наблюдалась в 30-е годы нашего столетия. Мангышлакская регрессия закончилась 9300 лет назад. Уровень моря опускался в это время до –133 м абс.

Возраст первой, второй и двух пиков третьей трансгрессивных стадий 7600–8300, 5280±170, 3320±270 и 3050±270 лет (обр. 46, 45, 172, 43, 42). Примерно такой же возраст второй 5390±110 и третьей 3200–3400 лет (обр. МГУ–79, 78, 80, 82) трансгрессивных стадий получается при датировке отложений, вскрытых каналом Турали–Сульфат (Рычагов, 1974). Максимальный уровень моря во время первой стадии был –20 м абс., второй –21,0, третьей –22±–22,5 и –20 м абс. Возраст первой регрессивной стадии 6800–6950 лет (обр. 208, 220). Уровень моря в это время опускался примерно до –70 м абс. Минимум следующих регрессивных стадий, вероятно, был выше –70 м абс. XIV–XIX вв. следует считать периодом четвертой трансгрессивной стадии, I тысячелетие и начало II до XIV в. – периодом регрессии с минимумом до –34 м абс. И в том и в другом случае уровень моря постоянно изменялся. Вполне вероятно, что и другие стадии представляли собой чередование подъемов и падений уровня моря относительно некоторого среднего, характерного для данной трансгрессивной (регрессивной) стадии.

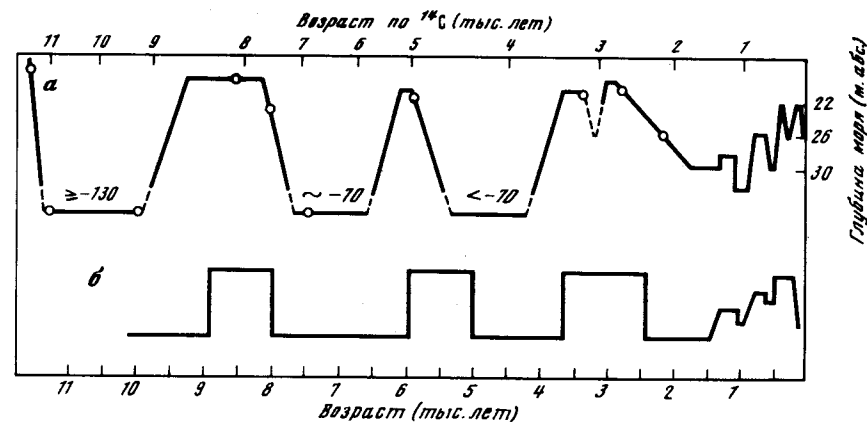


Рис. 2. Сравнение трансгрессивно-регрессивных стадий Каспийского моря в голоцене с периодами наступления (стрелками) альпийских ледников. Кружками показаны датировки по ^{14}C

Связь колебаний уровня с климатическими изменениями. Хотя нет сомнений относительно влияния климата на режим Каспийского моря, вопрос о том, какая это связь, остается дискуссионным. Полученные данные позволяют сделать некоторые выводы. Распад последнего оледенения привел к окончанию верхнехвалынской трансгрессивной стадии. Период наибольшей солнечной инсоляции совпадает с началом мангышлакской регрессии. Выделенные на основании данных палеоботаники четыре периода климатических изменений в голоцене: послеледниковый климатический оптимум, похолодания "железного века", второй климатический оптимум и малая ледниковая эпоха (МЛЭ) совпадают соответственно с новокаспийской регрессией, третьей трансгрессивной стадией, дербентской регрессией и четвертой трансгрессивной стадией. Еще более четкая корреляция получается при сравнении уровня моря с периодами наступления и отступления альпийских ледников (Denton, Karlen, 1973). Наблюдается даже некоторая цикличность с периодом 2000–2500 лет.

Особый интерес благодаря большому количеству исторических записей и инструментальных наблюдений представляет МЛЭ. Наиболее точно и на более длительный период изменения климата документированы в Англии (см. рис. 1, е) (Lamb, 1972). Эти данные подтверждаются записями, имеющимися для других районов, что позволяет считать их представительными для всего Северного полушария. Как видно из рис. 1, среднегодовые температуры Северного полушария достаточно хорошо в пределах погрешности определений температуры и радиоуглеродных датировок увязываются с колебаниями уровня Каспийского моря. Три фазы похолодания МЛЭ привели к трем наиболее значительным повышениям уровня моря.

Радиоуглеродные датировки, полученные для отложений древних заливов, впадин и подводных баров, создают основу для проведения более

детальных исследований по реконструкции водного режима Каспийского моря (рис. 2). Однако имеющиеся данные показывают достаточно определенную связь колебаний уровня с глобальными климатическими изменениями. В более холодные периоды был более высокий уровень и наоборот. Такая связь наблюдается как во время длиннопериодных (порядка 2000–2500 лет) изменений во время голоцена, так и вековых во время малой ледниковой эпохи в Северном полушарии.

ЛИТЕРАТУРА

- Варущенко С.И., Варущенко А.Н. Уровень Каспийского моря и колебания увлажненности в средние века // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 4. С. 61–70.
- Карпычев Ю.А. Динамика формирования Аграханской косы по радиоуглеродным данным // Вод. ресурсы. 1986. № 6. С. 50–56.
- Карпычев Ю.А. Колебания уровня Каспийского моря в голоцене по радиоуглеродным данным // Там же. 1989. № 1. С. 2–20.
- Квачидзе В.А. Городище Бяндован — археологический памятник и источник данных об изменении уровня моря // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 152–155.
- Маев Е.Г., Маева С.А., Карпычев Ю.А. Стратиграфия и абсолютный возраст внешнего шельфа восточной части Каспийского моря // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 53–59.
- Рихтер В.Г. Донные отложения залива Кара-Богаз-Гол как индикатор колебаний уровня Каспийского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, вып. 1. С. 115–126.
- Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1974. Вып. 4. С. 13–29.
- Denton G.H., Karlen W. Holocene climatic variations — their pattern and possible cause // Quatern. Res. 1973. Vol. 3. P. 155–205.
- Lamb H.E. Climate: Present, past and future. L.: Methuen, 1972. Vol. 1. 688 p.

А.А. Свиточ, О.Б. Парунин, Т.А. Янина

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТО-КАСПИЯ (обсуждение результатов и полемические заметки)

Последнее совещание по геохронологии четвертичного периода (Москва, 1989 г.) показало, что в настоящее время в практике хронологического изучения плейстоцена используются различные виды и методики абсолютного датирования. Результаты определения возраста отложений самые разные, обычно не совпадают между собой и часто не увязываются с геологическими материалами. Особенно наглядно это проявилось при датировании одних и тех же объектов разными методами (Шкатова и др., 1989) и при попытках межлабораторного контроля по одному из них (Пунинг и др., 1989). Можно предположить, что в дальнейшем, по мере увеличения фактологического банка, количество хронологических несогла-

Радиоуглеродные даты отложений побережья и шельфа Болгарии

Время	Побережье			Шельф		
	дата	индекс	положение	дата	индекс	положение
Нимфей-дже-тинское	0,29±0,09	МГУ-1182	Пересыпь в устье р. Батова	1,27±0,09	МГУ-1180 Вудс-Хол	Ст. 21/1 инт. 0–10 Ст. 62 инт. 10–20
Каламитско-новочерноморское	2,12±0,08	МГУ-1231	Терраса 5 м, Тузла			
	3,09±0,06	МГУ-1229	То же			
	3,12±0,05	МГУ-1171	"			
	12,06±0,27	МГУ-1172	"			
	3,27±0,07	МГУ-1233	Терраса 5 м, Шабла			
	4,32±0,13	МГУ-1237	Карьер Несебр	4,39±0,65	МГУ-667	Ст. 52 инт. 13–20
	4,96±0,1	МГУ-1236	То же	5,11±0,7	МГУ-677	То же
	5,1±0,11	МГУ-1234	" "	4,48±0,17	МГУ-1228	Ст. 2410 инт. 20–27
	5,6±0,15	МГУ-1235	" "			
	8,13±0,17	МГУ-1238	" "			
Бугазско-византийское	5,14±0,27	МГУ-1181	Терраса Каварна-м. Калиакра			
	5,65±0,1	В.Р. (НРБ)	Осадки Езерецкого оз.			
Новозависинское				7,02±0,11	МГУ-1174	Ст. 26 инт. 270–275
				7,04±0,2	МГУ-676	Ст. 52 инт. 27–30
				8,62±0,07	МГУ-675	Ст. 52 инт. 32–35
				11,43±0,33	ИОАН-787	Ст. 62 инт. 90–100
				17,18±0,3	ИОАН-430	Ст. 62 инт. 140–150
				11,59±0,24	ИОАН-791	Ст. 2345 инт. 110–125
				14,71±0,1	ИОАН-161	То же
				17,08±0,55	ИОАН-150	Ст. 2360
				14,61±0,2	ИОАН-802	Ст. 2378
				29,1±0,68	ИОАН-165	
Карагачское	4,63±0,06	МГУ-1232	Терраса 15 м, Тузла			
	23,88±0,49	МГУ-1173	Терраса 10–15 м, Варна			
	30,2±0,95	Ки-626	Шурф, Варненское оз.			
	39,1±0,9	Ки-628	То же			

сий между результатами датирования разными методами и их модификациями будет возрастать. Уже сейчас практически несопоставимы датировки разных методик (Шелкопляс–Морозов, Хютт, Власов–Куликов, Шлюков–Шаховец) термолюминесцентного анализа. При этом авторы одного из них (Шлюков, Шаховец, 1987) считают, что все другие модификации содержат крупные методические ошибки, не достоверны и "являются не чем иным, как дезинформацией" (С. 307). Следует заметить, что лишние "крупных методических ошибок" результаты датирования плейстоценовых отложений методом Шлюкова–Шаховца не менее противоречивы, чем данные, полученные другими модификациями ТЛ анализа. Так, например, возрастной диапазон нижнехвалынских осадков, датированных этим методом, 76–16 тыс. лет, а верхнехвалынских – 30–16 тыс. лет (Шкатова и др., 1989); нижний возрастной предел хвалынских отложений Нижнего Поволжья оценивается в 35 тыс. лет, а верхний предел подстилающих их ательских образований – в 25 тыс. лет (Шаховец, Шлюков, 1989).

Вследствие того, что возраст, получаемый при датировании различными методами, специалисты обычно определяют как "абсолютный", в современной геохронологии четвертичного периода создается парадоксальное положение: одни и те же геологические объекты имеют различный "абсолютный" возраст, в действительности не соответствующий истинному (астрономическому, либо изотопному). Учитывая это, а также то, что взаимная "отчужденность" методов нарастает, надеяться на создание в ближайшее время единой хронологической шкалы плейстоцена не приходится. В этой ситуации одним из выходов из "хаоса абсолютных цифр" представляется предложение о разработке хронологии осадков и событий плейстоцена по каждому методу, при этом возраст отложений должен оцениваться не как абсолютный, а по методу (радиоуглеродный, урано-иониевый, трековый и т.д.).

Нами по материалам массового датирования новейших отложений предлагается вариант радиоуглеродной шкалы позднего плейстоцена–голоцена побережья и шельфа Болгарии и дается корреляция с событиями Каспийского региона. По морским отложениям Болгарии имеется значительное число радиоуглеродных дат (см. таблицу). В стратиграфическом отношении они охватывают осадки карангатского, новозвксинского и черноморского бассейнов. Результаты анализа истолковываются неоднозначно, и существует необходимость их обсуждения. Карангатские осадки датированы по отложениям, вскрытым в шурфах на берегу Варненского озера: $39,1 \pm 0,9$ (Ки–628); $30,2 \pm 0,95$ (Ки–629). На основании сопоставления с результатами абсолютного анализа по стратотипическим разрезам Керченского пролива украинскими геологами они подразделяются на нижне- и среднекарангатские осадки (Семененко и др., 1976). Однако ни по фауне, ни по строению вскрытых отложений этого сделать нельзя: в шурфах выходит одна трансгрессивно построенная толща в основании с базальным галечником, содержащим *Ostrea edulis* и *Tapes calverti*, выше сложенная песком с обильными раковинами *Loripes lacteus*, *Gastrana fragilis*, *Cardium edule* var. *umbonata*, *Chione gallina*, *Tapes calverti*, *Ostrea edu-*

lis. Этот комплекс существенно отличается от раннекарангатского, установленного на шельфе Болгарии: преобладают *Corbula gibba*, *Rissoa parva*, *Bittium reticulatum*. Таким образом, возрастной диапазон 39–30 тыс. лет характеризует накопление единой карангатской толщи, по-видимому, эпохи максимума трансгрессии. Следует подчеркнуть, что это радиоуглеродный возраст и он резко не соответствует геологическим данным и материалам урано-иониевого анализа – 85–115 тыс. лет (Арсланов и др., 1983). По карбонату раковин *Corbula gibba*, собранных в разрезах 15-метровой террасы Варны, нами получена датировка $23,88 \pm 0,49$ тыс. лет (МГУ–1173). Судя по геоморфологическому положению террасы и фаунистическому составу осадков, она, вероятно, верхнекарангатская. По новозвксинским отложениям имеется 8 дат (см. таблицу), укладываемых в интервал 29–8 тыс. лет. Все они выполнены по колонкам шельфовых осадков. Наиболее древняя дата – $28,1 \pm 0,68$ (ИОАН-165), очевидно, завышена. Верхний возрастной интервал новозвксинских отложений, обозначенный датировкой 8 тыс. лет, по-видимому, несколько омоложен. Скорее, судя по описанию колонки 52 (Николаев и др., 1980), анализируемый материал взят не из новозвксинских осадков, а из перекрывающего их базального слоя бугазского песка с битой ракушей. Аналогичный базальный горизонт отмечен нами в ряде колонок внешнего шельфа Болгарии.

Для определения временного интервала новозвксинских отложений, вероятно, справедливы даты, ограниченные радиоуглеродным возрастом 17–11 тыс. лет, полученные по не вызывающим сомнения палеонтологически охарактеризованным осадкам. В целом близкие результаты имеются и по материалам массового радиоуглеродного датирования восточного побережья Черного и Азовского морей: по ним новозвксинский горизонт определен в 22,0–9,5 тыс. лет (Балабанов, Измайлов, 1989).

Датированные бугазско-византийские отложения вскрыты на внешнем шельфе Болгарии: $7,02 \pm 0,11$ (МГУ–1174), $7,04 \pm 0,2$ (МГУ–676). Анализ выполнен по карбонату раковин средиземноморских пришельцев *Mytilus galloprovincialis* и новозвксинских аборигенов *Dreissena polymorpha* и *Monodacna caspia* из базальных слоев разрезов и свидетельствует о начале древнечерноморской трансгрессии не позднее 7 тыс. лет назад. Скорее, это произошло несколько раньше, поскольку по биостратиграфическим данным начало трансгрессии определяется проникновением в Черное море эвригалинных *Cardium edule*, появившихся ранее *Mytilus galloprovincialis*. Отложения максимума трансгрессии – каламитско-новочерноморские – установлены и датированы как на шельфе, так и на побережье. За исключением заведомо завышенной даты – $12,06 \pm 0,27$ (МГУ-1172) из базального галечника террасы оз. Тузла и спорного результата из разреза Несебра $8,13 \pm 0,17$ (МГУ-1238), все анализы достаточно хорошо согласуются между собой и позволяют уверенно сопоставлять осадки шельфа и побережья. В наиболее представительном разрезе морского голоцена побережья Болгарии – карьере Несебр – по карбонату раковин *Chione gallina*, *Donax trunculus*, *Cardium edule*, *Mytilaster lineatus* осадки максимума голоценовой трансгрессии имеют возраст от 4,3 до 5,6 тыс. лет. Близкие даты

получены и по фаунистически охарактеризованным каламитским отложениям внешнего шельфа (4,39–5,11 тыс. лет). Следует заметить, что маломощные осадки низких абразионно-аккумулятивных террас разрез Тузла и Шабла имеют несколько более молодой возраст – от 2 до 3 тыс. лет и, по-видимому, фиксируют верхний возрастной рубеж каламитской эпохи. Близкая дата – 3,45 тыс. лет – получена в лаборатории Вудх-Хол (США) по отложениям, относимым к джеметинским. Интересно отметить, что сходные результаты дал анализ казантипских осадков Азовского моря. Временной интервал отложений, вскрытых колонками на глубине 8 и 6,8 м – 2,96–3,7 тыс. лет. Это подтверждает традиционные представления, основанные на биостратиграфии, об одновозрастности казантипских и каламитских осадков Азовского и Черного морей. Самые молодые голоценовые – нимфейские – отложения побережья Болгарии установлены в устье р. Батова. Возраст отложений, полученный по карбонату раковин *Donax trunculus*, *Ostrea edulis*, *Cardium edule*, 0,29±0,9 тыс. лет (МГУ-1182).

Изложенные материалы радиоуглеродного датирования морских осадков побережья и шельфа Болгарии позволяют предположить, что основные палеогеографические события позднего плейстоцена располагаются в следующих временных интервалах радиоуглеродного летоисчисления: карангатская трансгрессия – 30 тыс. лет, посткарангатская эпоха – 22–18 тыс., новозвксинский бассейн – 17–11 тыс., начало голоценовой трансгрессии – 10–7 тыс., максимум трансгрессии (каламитская) – 5–3 тыс., начало стабилизации – после 2 тыс. лет. Сравнивая эти, а также ранее сделанные радиоуглеродные оценки палеогеографических событий позднего плейстоцена Черноморского региона с традиционными геологическими представлениями об их возрасте, нетрудно заметить, что по мере увеличения древности осадков и событий растет несоответствие между определениями возраста. Особенно оно значительно при радиоуглеродной оценке карангатской и посткарангатской эпох. Последняя, имеющая по радиоуглероду продолжительность всего несколько тысяч лет, включает такие крупные события, как послеканангатская регрессия и накопление мощной толщи буртасско-гудилловских осадков Маныча, сурожская трансгрессия и предновозвксинская регрессия. Лишь радиоуглеродный возраст новозвксина и в еще большей степени голоценовой трансгрессии в целом совпадает с геологическими временными оценками.

В Каспийском регионе первые радиоуглеродные датировки раннехвалынских отложений, полученные более 20 лет назад и выполненные по растительным и карбонатным остаткам, указали на весьма молодой возраст осадков, в пределах 20 тыс. лет. Последующее массовое датирование хвалынских отложений различных каспийских районов в целом подтвердило справедливость первых радиоуглеродных оценок. При этом молодой возраст получен и при датировании внутренних арагонитовых слоев неперекристаллизованных раковин, а также по растительным остаткам. Результаты датирования нижнехвалынских отложений весьма "кучно" располагаются в интервале 11–18 тыс. лет. Средний возраст по датам, за исключением крайних значений, около 13 тыс. лет. Временной интервал

верхнехвалынских осадков 9–14 тыс. лет, средний возраст около 12 тыс. лет. Таким образом, практически нижне- и верхнехвалынские отложения радиоуглеродными датами не разделяются. Имеются и исключения. Так, в опорном хронотипическом разрезе хвалынских осадков Нижнего Поволжья у с. Енотаевки по двум образцам ракушки из верхнехвалынских песков получены даты 7,34±0,5 тыс. лет (МГУ-790) и 7,7±0,25 (МГУ-794), а возраст подстилающих нижнехвалынских отложений определен тремя датами: 11,82±0,25 (МГУ-793), 11,0±0,25 (МГУ-24), 13±0,3 (МГУ-25). По новокаспийским осадкам имеются результаты от нескольких сотен лет до 8 тыс. лет, средний возраст 2,3 тыс. лет. Таким образом, радиоуглеродный возраст позднелейстоценовых событий древнего Каспия следующий: конец хазарской трансгрессии – 28 тыс. лет, раннехвалынская трансгрессия – 18–11 тыс. лет, позднехвалынская трансгрессия – 14–9 тыс. лет, новокаспийская трансгрессия – 8–1 тыс. лет. Полученная хронология оценивается неоднозначно. Возраст конца хазарской трансгрессии резко омоложен и совершенно не укладывается в палеогеографическую летопись Каспия. Результаты радиоуглеродного датирования нижнехвалынских отложений могут восприниматься по-разному. Большинство исследователей считает их существенно заниженными. Наиболее обстоятельная попытка обосновать омоложение радиоуглеродных дат по хвалынским осадкам дана в статье Х.А. Арсланова с соавторами (1988). В ней указывается, что "нижнехвалынские отложения Кавказского побережья и Северного Прикаспия содержат лишь тонкостенные раковины моллюсков, практически малопригодные для датирования" (С. 33), а основной причиной омоложения считается обогащение карбоната раковин посторонним ураном, поступившим с грунтовыми водами. Однако это не совсем так. В одной из своих работ Х.А. Арсланов и др. (1976) при выработке критерия надежности для датирования раковин моллюсков отмечает, что толщина анализируемых раковин должна быть не менее 1 мм и что датирование каспийских дидакн дало удовлетворительные результаты. В действительности у руководящих раннехвалынских моллюсков *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. trigonoides* толщина раковин обычно около 1 мм и более, и они, как правило, имеют хорошую сохранность. В Нижнем Поволжье и долине р. Урал хвалынская фауна содержится в песках среди толщи шоколадных глин и под ними. Шоколадные глины представляют прекрасный водоупорный горизонт, изолирующий песчаные прослои с раковинами хвалынских моллюсков от проникновения атмосферных вод. В нормальных разрезах глины пластичные и только в обрывах с длительной экспозицией трещиноватые. В песчаных прослоях глин и под ними не отмечается водоносных горизонтов. Следует подчеркнуть, что условия захоронения от загрязнения раннехвалынской фауны почти идеальные. Не ясно также, почему массивные раковины тридакн из абсолютного непроницаемых сливных известняков риф-рока атолла Альдобра имеют радиоуглеродный возраст 25–30 тыс. лет, а по уран-торию – 70–140 тыс. лет (Свиточ, Парунин, 1988). Интересная работа Х.А. Арсланова с соавторами (1988) ставит и ряд других вопросов, на которые надо искать ответы. Почему датировки по

уран-торию и радиоуглероду хвалыньских и более молодых отложений Каспия практически однозначны, а по более древним осадкам резко различны? Почему при анализе внешних и внутренних слоев раковин моллюсков по Th/U и ^{14}C многие даты дают "обратные" искажения, т.е. более молодым оказывается возраст внутренних, менее "загрязненных" посторонним ураном слоев раковин, а не внешних? Почему нет доверия ко всему блоку многочисленных радиоуглеродных и урано-иониевых датировок, включая и по растительным остаткам, в диапазоне, оптимальном для этих методов? Все эти почему указывают лишь на то, что если мнение о резком омоложении карбоната раннехвалыньских дидакн посторонним ураном справедливо, то оно фактологически не доказано. Создается впечатление, что над авторами довлеют устоявшиеся представления о положении нижнехвалыньских отложений в каспийском плейстоцене. Конечно, стратиграфическое положение осадков и палеогеографическая ситуация — лучший критерий хронологической истины. Однако в случае с отложениями хвалыньского моря геологические доказательства не однозначно указывают на их возраст. При всей серьезности аргументации об относительно древнем возрасте хвалыньской трансгрессии имеются факты и о значительной "молодости" ее (Свиточ, Янина, 1983; и др.). Случаи относительной близости и наложения датировок ниже- и верхнехвалыньских осадков также прямо не свидетельствуют об их недостоверности, так как позднехвалыньская трансгрессия Каспия по существу представляет крупную положительную подвижку на общем регрессивном фоне хвалыньского моря. Не исключено, что его регрессивные стадии — енотаевская и мангышлакская — были очень кратковременными и отмечались около 10 и 8 тыс. лет назад. Правда, существуют и другие оценки этих событий. Так, Ю.А. Карпычев (1989) по материалу из древних заливов и впадин Каспия установил радиоуглеродный возраст енотаевской регрессии в 22–24 тыс. лет, а мангышлакской — 11,3–9,3 тыс. лет. Однако осталось неясным, насколько достоверна стратификация регрессивных осадков и как они попали в эти заливы и впадины, когда уровень Каспия располагался на абс. отметках ниже — 100 м.

Из всех датированных древнекаспийских осадков только новокаспийские отложения имеют радиоуглеродный возраст, хорошо согласующийся с геологическими материалами, из которых следует, что новокаспийская трансгрессия происходила в голоцене с максимумом около 6–5 тыс. лет. Следовательно, как и в случае с радиоуглеродной хронологией черноморских отложений, достоверность временных оценок древнекаспийских осадков и палеогеографических событий и их согласованность с геологическими представлениями увеличивается по мере приближения к современности.

В настоящее время большинством исследователей признается следующая последовательность палеогеографических событий позднего плейстоцена в Черноморском и Каспийском регионах. В Черноморском: карангатская трансгрессия—посткарангатская эпоха—(регрессия моря, накопление буртасско-гудилловских осадков Маныча, сурожская трансгрессия, регрессия)—новоэвксинская трансгрессия—голоценовая трансгрессия. В

Каспийском регионе: завершение хазарской трансгрессии—ательская эпоха—ранне- и позднехвалыньская трансгрессия, разделенные енотаевской регрессией—мангышлакская трансгрессия—новокаспийская трансгрессия. Если проводить корреляцию этих палеогеографических событий Понто-Каспия по радиоуглеродным датировкам, то оказывается, что частично карангатская трансгрессия совпадает с концом хазарской трансгрессии, посткарангатская эпоха — с ательской регрессией, раннехвалыньская трансгрессия — с новоэвксинской, позднехвалыньская и новокаспийская — с голоценовой трансгрессией Черного моря. Полученные результаты лишь отчасти отвечают действительному соотношению палеогеографических событий в Понто-Каспии. Известно, что на Западном Маныче карангатские отложения с обедненной средиземноморской фауной в верхней части разреза содержат прослой с каспийскими моллюсками, что указывает на соединение карангатского и хазарского бассейнов. По-видимому, достоверны и данные об одновозрастности буртасско-гудилловских и ательских образований, новокаспийских и древнечерноморских осадков. В то же время отложения сурожской трансгрессии одновозрастны либо несколько моложе осадков раннехвалыньской трансгрессии, а не древнее их, что следует из материалов радиоуглеродного датирования. Также не правдоподобны результаты о соответствии нижнехвалыньских и новоэвксинских образований. Последним, вероятно, отвечают осадки позднехвалыньского моря.

Изложенное свидетельствует, что при современном состоянии радиоуглеродного анализа представляется возможным оценивать его результаты не в абсолютном исчислении, а только в радиоуглеродном. Исключение, возможно, составляет голоцен.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Локшин Н.В. К вопросу о датировании морских раковин моллюсков по отношению $^{230}\text{Tl}/^{234}\text{U}$ // Геохимия. 1976. № 11. С. 1724–1734.
- Арсланов Х.А., Гай Н.А., Измайлов Я.И. и др. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднелейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1983. Вып. 2, № 12. С. 69–79.
- Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Мамедов А.В. и др. О возрасте хазарских, хвалыньских и новокаспийских отложений Каспийского моря // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1988. № 57. С. 28–38.
- Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Новое обобщение данных по хронологии позднего плейстоцена и голоцена Азово-Черноморского бассейна // Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Таллинн, 1989. С. 42.
- Карпычев Ю.А. Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря и изменения климата в позднем плейстоцене и голоцене по ^{14}C датировкам отложений // Там же. С. 46.
- Николаев С.Д., Димитров П.С., Куприн П.Н., Парунин О.Б., Сорокин В.М. Об абсолютном возрасте позднечетвертичных осадков шельфа // Геолого-геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. С.: БАН, 1980. С. 223–229.
- Пуннинг Я.-М.К., Минервин А.В., Власов В.К., Куликов О.А., Мавлянов Н.Г. Результаты межлабораторного контроля ТЛ-датирования и геохронологии опорного разреза Чарвак // Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Таллинн, 1989. С. 7.

Сеитов А.А., Парунин О.Б. Радиоуглеродный возраст новейших отложений островов западной части Индийского океана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 4. С. 933–937.

Сеитов А.А., Янина Т.А. О времени хвалынской трансгрессии Каспия по данным абсолютного датирования // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С. 122–126.

Семенов В.Н., Коюмджиева Э.И., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст по ^{14}C и корреляция морских верхнеплейстоценовых отложений Украинской ССР и Народной Республики Болгарии // Четвертичный период. 1976. Киев: Наук. думка. Вып. 16. С. 97–102.

Шаховец С.А., Шлюков А.И. Возраст хвалынских отложений Нижней Волги по данным термолуминесцентного метода // Геохронология четвертичного периода: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Таллинн, 1989. С. 36.

Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В. и др. Стратиграфия и возраст хазарских и хвалынских отложений нижней Волги по данным радиоизотопных и физических методов датирования // Там же. С. 35.

Шлюков А.И., Шаховец С.А. О правомочности термолуминесцентного датирования // Методы изотопной геологии: Тез. докладов. М., 1987. С. 305–307.

УДК 551.31.21 + 551.31.234 + 551.311.24

А.А. Никонов, О.А. Чичагова, А.Е. Черкинский

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПОЧВ ДЛЯ ДИАГНОСТИКИ СКЛОНОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ (на примере участка Крымской АЭС)

Авторы поставили перед собой задачу использовать возможности изучения и датирования почв как современных, так и погребенных для реконструкции рапидных процессов в конкретных условиях приморской равнины. В качестве опытного участка послужила территория вблизи промплощадки Крымской АЭС и города энергетиков Щелкино на северном берегу Керченского полуострова, в районе мыса Казантип (рис. 1). Помимо методических и теоретических задач, здесь предстояло решить конкретный прикладной вопрос о проявлении в разрезах следов сильных землетрясений прошлого. Развиваемый подход базировался на известных фактах нарушения рельефа и отложений, в том числе почв, при известных сильных землетрясениях (Хромовских, Никонов, 1984) и опыте диагностики подобных нарушений в разрезах (Никонов, 1981; Никонов и др., 1990).

Обвалы, оползни, срывы, камнепады в результате сильных землетрясений могут развиваться на склонах даже в условиях равнинного рельефа. Тела сейсмогравитационных образований, особенно в их периферических частях, могут набрасываться и накладываться на развитый почвенный покров склонов и придонных частей прилежащих долин. Соответственно нарушения и погребения почвенных горизонтов или фрагментов могут оказаться решающими свидетельствами сейсмических воздействий.

Возможность реализации такого подхода именно на участке строительства Крымской АЭС связана с обнаружением здесь одним из авторов ряда

Рис. 1. Схема расположения изученного участка на северном берегу Керченского полуострова

1 — оползни на берегу; 2 — детально изученный участок Акташской гряды

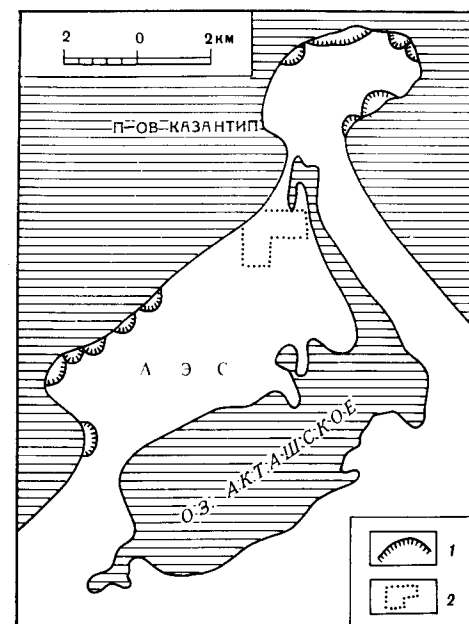
других признаков сильных землетрясений античного времени на северном берегу Керченского полуострова (Чекунов и др., 1990).

Прибрежная равнина, на которой расположен изученный участок, сложена бронирующими известняками сарматского возраста, подстилаемыми толщей глин (Клюкин и др., 1987). Вся толща отложений слабо дислоцирована, будучи наклонена у берега в сторону моря, т.е. к северу. Строение и морфология берега способствуют процессам оползания, широко здесь развитым. На детально изученном нами участке (см. рис. 1) оползни, однако, отсутствуют. Почвообразующие породы представлены преимущественно элювием и делювием неогеновых известняков и глин в виде маломощных суглинисто-щебнисто-каменистых накоплений. Местами на склонах распространены лёссовидные отложения делювиального характера мощностью в несколько метров.

Почвенный комплекс состоит из черноземов солонцеватых, темно-каштановых солонцеватых, солонцов и черноземов обыкновенных южных (Клюкин и др., 1987; Половицкий, Гусев, 1987).

Непосредственно на участке развиты мицеллярно-карбонатные черноземы на элюво-делювии известняков. Они отличаются скелетностью, т.е. наличием по профилю и местами на поверхности щебня и обломков известняка. Наличие достаточно мощного почвенного покрова из черноземов с содержанием гумуса до 2–5%, к тому же не нарушенных деятельностью человека, позволяет изучить развитие склоновых процессов, в том числе рапидных, на хронологической основе с помощью радиоуглеродного датирования.

Ниже будет приведен фактический материал по ключевому участку — Акташской гряде, находящейся в основании по-ва Казантип и вытянутой в север-северо-восточном направлении. Ее максимальная высота 70 м над ур. м. В пригребневой части гряды сложена массивными плотными мшанковыми известняками. На южном и юго-западном краях отчетливо видны развалы скальных блоков, глыб и крупных обломков, которые прослеживаются от привершинной части вниз по склонам на протяжении нескольких



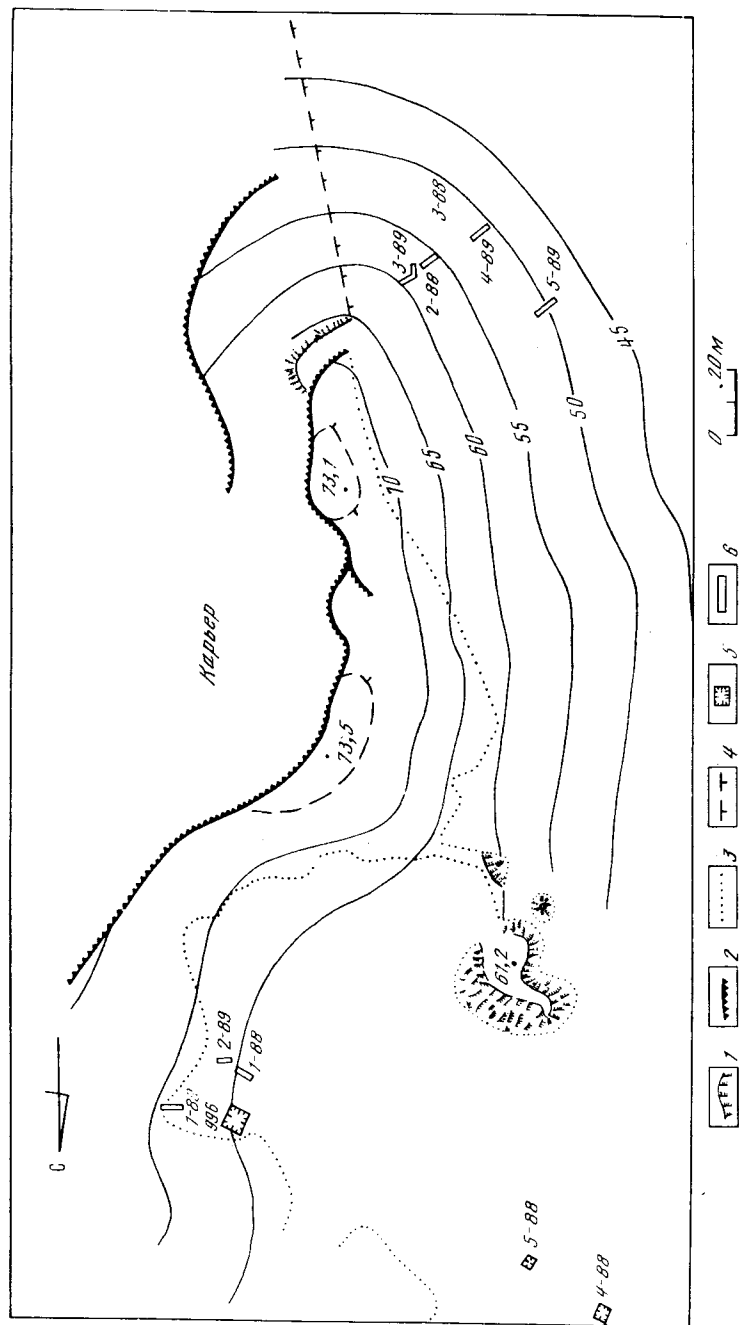


Рис. 2. Детальная схема изученного участка Акташской гряды
1 — крутые скальные выступы; 2 — бровка карьера; 3 — граница карьера; 4 — граница разваливания блоков; 5 — яма и ее номер; 6 — канава и ее номер

десятков метров. Средний наклон склона здесь 15–20°, протяженность около 100 м, перепад высот 30–40 м, глыбы и обломки лежат в плане — частью полосами, но в общем беспорядочно, некоторые стоят торчком или в перевернутом состоянии, большей частью в полуутопленном в почву положении.

На изученном участке выкопаны котлованы глубиной по 2–4 м для индивидуальной дачной застройки, которые послужили показательными разрезами в разных местах гряды и в разных частях склонов. Дополнительно с помощью экскаватора выкопано несколько глубоких канав на двух участках Акташской гряды (рис. 2). В качестве эталонного для современной нормально развивающейся почвы выбран разрез в яме 3 × 4 м у западного подножия гряды на абс. высоте около 30 м (рис. 3, а). Поверхность здесь наклонена к западу под углом всего 2–3° и мощность гумусового горизонта почвы с высоким содержанием гумуса (подгоризонты $Al^1 + Al^2$ достигает максимальных на участке величин около 1 м. Ниже гумусового находится иллювиальный карбонатный горизонт, развившийся на глинистом делювии. Гумусоаккумулятивная часть почвы имеет монотонное строение, свидетельствующее о ее спокойном медленном непрерывном развитии. Исключение составляет скопление известняковых обломков мелкого размера в почве на глубине 60–75 см, которое явно отражает факт быстрого поступления их сверху по склону. Ближайшие выходы известняков и концентрация обломочных склоновых отложений находятся в нескольких десятках метров к северу.

Описание разреза. Темно-коричневый среднесуглинистый гумусовый горизонт, сильно гумусированный, с единичными включениями полуокатанных или угловатых известняковых обломков. Общая мощность от 0,5–0,8 до 1,0 м. У основания горизонта на глубине 0,6–0,7 м обломки известняка как бы "взвешенные", составляют около 20% объема горизонта. Этот горизонт прослеживается на всех стенках ямы, а на одном его участке сконцентрировано 5–6 средних и крупных обломков. Границы горизонта не резкие. Ниже — коричневатопалевый суглинистый иллювиальный горизонт, гумусированность которого и содержание обломков уменьшаются книзу; границы его очень нечеткие, мощность около 0,2 м. Ниже, до глубины 1,2 м, вскрыт зеленовато-белесоватый с пятнами, умеренно рыхлый иллювиальный суглинок, видимой мощностью до 0,5 м.

Разрез опробован в той части, где почва наиболее гумусирована и переход к делювиальным суглинкам довольно резкий. Для этого разреза получены следующие датировки: на глубине 0,2–0,3 м — 1130 ± 80 (ИГАН-1009); 0,6–0,7 м — 3270 ± 100 (ИГАН-1003); 0,8–0,9 м — 5240 ± 100 (ИГАН-1143). Как видим, получен нормальный возрастной ряд, характерный для черноземов; это позволяет сделать вывод, что в плакорных условиях на исследуемом участке черноземные почвы нормально развивались в течение последних, во всяком случае 6–7 тыс. лет, т.е. с начала среднего голоцена.

В 50 м к востоку в сторону гряды по поперечной ложбине, где крутизна склона 2–3°, в 5–10 м выходят оглаженные выступы известняков, вскрыт другой разрез в яме 3 × 4 м. Гумусовый горизонт почвы — темно-коричне-

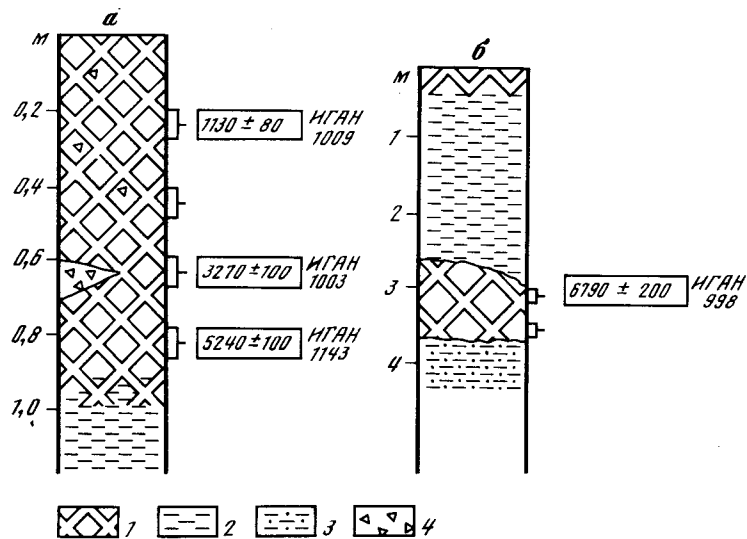


Рис. 3. Схемы разрезов — эталонов современной (а) и погребенной (б) почв у Акташской гряды

1 — современная и погребенная почвы; 2 — делювиальный суглинок; 3 — супесь; 4 — обломочный материал

вый суглинок с редкими обломками известняка мощностью 0,2–0,25 м; ниже — суглинистый известняковый зеленоватого цвета делювиальный горизонт с редкими обломками мощностью 0,7–1,0 м. В сторону выходов известняка горизонт почвы более насыщен обломками и крупность их увеличивается; обычно эти слои имеют уклон согласно склону. Нижняя граница горизонта отчетливая, наклонена, как и склон, к юго-западу под углом около 5°. Ниже залегает щебнистый горизонт, сравнительно равномерно насыщенный обломками и известковыми гранулированными стяжениями, по-видимому, собственно делювиальный материал. Часть стяжений — гранул лежит уплотненно, создавая общий слабо различимый наклон в том же направлении. В нескольких местах такой же наклон устанавливается по коротким слойкам мелкозема и контактам материала разной крупности. В западной стенке под почвой и делювием вскрыт другой горизонт обломочного набросного материала, представленного неравномерно распределенными обломками разного размера и ориентировки, хаотически залегающими, остроугольными и без скопления гранул. Северная, ближайшая к пологим сглаженным выходам известняков стенка ямы располагается от них всего в 2-х м. Здесь верхняя почва уменьшается в мощности до 15 см и содержит обломки глыб; щебнисто-обломочный материал (до 40–60% в почве и ниже нее) на протяжении 3 м по склону в сторону от коренных выходов значительно сокращается в объеме; делювиальный горизонт отделяется от обломочного и его перекрывает.

Таким образом, в разрезе, в непосредственной близости от коренных пород на пологом склоне, можно наблюдать и типичный склоновый делювиальный материал, перекрываемый почвой (с повышенным содержанием обломков), и набросно-обломочный слой без следов постепенного смещения только на расстоянии до 1,5 м от коренных выходов. Далее от них виден только делювий, здесь длительное время преобладало нормальное спокойное развитие почвообразования, но имел место и рапидный наброс (выброс) материала от коренных пород, а также попадания обломков в почву, особенно вблизи коренных пород.

Теперь рассмотрим разрезы с погребенной почвой, которые характеризуют развитие более длительного периода голоцена. Они находятся примерно в 1,5 км северо-восточнее описанного разреза, у подножия северо-восточного склона Акташской гряды.

В северо-восточной части Шелкино за огибающим его шоссе у дальнего подножия пологого склона, при переходе его к приозерной равнине, в южной части крупного котлована под многоэтажный дом, вскрыт следующий разрез четвертичных отложений (см. рис. 3, б): гумусовый горизонт современной почвы — развитого чернозема, мощностью 0,5 м; ниже — коричневато-палевый однородный суглинок делювиального облика, мощностью 2–2,7 м, под которым залегает погребенная почва, четко выраженная, хорошо гумусированная, с увеличением содержания гумуса книзу, мощностью около 1 м; далее по довольно резкой границе располагается желтоватый грубый бесструктурный суглинок, слегка хрящеватый, вскрытая мощность которого — первые десятки сантиметров.

В этом разрезе, в отличие от других, на глубине 2,5 (3,2)–3,5 (4,2) м обнаружена мощная погребенная почва. ^{14}C возраст верхней части профиля (на 0,2–0,3 м глубже ее кровли) 6790 ± 200 лет (ИГАН-998). Судя по залеганию в разрезе, 6,5–6 тыс. лет назад ее формирование внезапно прекратилось и начали накапливаться мощные делювиальные суглинки.

Радиоуглеродный возраст основания верхней (современной) почвы (у западного подножия Акташской гряды), по нашим данным (см. рис. 3, а), составляет ~ 5 тыс. лет на глубине 0,8–0,9 м. Для накопления подстилающего ее делювиального суглинка в рассмотренном выше разрезе остается короткий промежуток времени в 1–2 тыс. лет. Одной из причин столь резкого изменения условий формирования отложений и почвообразования на практически горизонтальном участке дальнего подножия пологого склона можно считать сеймотектоническую подвижку (необратимое поднятие) или оголение склона в результате разрушения его очень сильным сейсмическим толчком. Это умозаключение в данном случае имеет совершенно конкретные подтверждения в характере залегания и деформациях самой погребенной почвы, которая сильно растрескана и имеет включения фрагментов неправильной формы из вышележащего суглинка. Многие трещины и включения проникают на глубину 0,3–0,5 м от кровли почвы, некоторые — до ее основания. Трещины частые, неровные, преимущественно субвертикальные, но есть и крутонаклонные — 80–75°. На свежерасчищенной стенке котлована замерены трещины следующих направлений: юго-восточного (4 трещины), восточного (4), вос-

ток-юго-восточного (2), юг-юго-восточного (1), южного (1), север-северо-восточного (1). Преобладают трещины с наклоном в юго-восточном квадранте ($130 \pm 50^\circ$) при наклоне прилежащего с юго-запада склона к северо-востоку. Уже одно это заставляет относить их образование на счет динамического воздействия. Считать их морозобойными или трещинами усыхания нет оснований ни по морфологии и условиям залегания, ни по отсутствию в голоцене резких климатических изменений. Тот факт, что трещины доходят до кровли почвы, но не переходят в перекрывающий делювиальный суглинок и не заполнены самим почвенным материалом, свидетельствует об их внезапном единовременном образовании сразу же после конца формирования почвы, т.е. 6,5–6 тыс. лет назад. Попадание в почву комков вышележащего суглинка могло происходить в то же время (по трещинам) или в процессе ее формирования (за счет рапидных процессов – скатывания, сноса с прилегающего склона). Приведенные наблюдения склоняют нас к признанию в районе крупного сейсмического события около 6,5–6 тыс. лет назад.

Наиболее сложное и показательное с точки зрения фиксации сейсмических проявлений строение имеет верхняя часть западного склона Акташской гряды, где были проведены вскрышные работы с помощью экскаватора. Здесь выступы гряды и плоские ложбины между ними имеют общий небольшой наклон к западу, а частный – от выступов к ложбинам. На поверхности разбросаны в заметном количестве обломки и блоки разного размера, в разной степени "утопленные" в почву.

Наверху, у выходов коренных известняков, на почве над скальным перегибом лежит плита известняка, как бы задержанная щебнем в своем движении. Она облекается и частично перекрывается гумусовым горизонтом современной почвы. Ни дресвяно-щебнистый элювий, ни щебенчатый материал над ним, ни обломки в почве, ни упоминутая плита не несут следов постепенного перемещения вниз по склону. Напротив, положение ряда обломков, самой плиты и их соотношение с залеганием коренных пород и наклоном поверхности таковы, что могут быть объяснены лишь перебросом исходного рыхлого материала элювия под воздействием динамического косо- или субгоризонтально направленного импульса. Что касается плиты, то ближайшее подходящее по форме "гнездо" (ниша отрыва) располагается в выступе коренных пород в 1,5 м, а самое дальнее – на расстоянии 2,5–3,5 м.

Единственное приемлемое объяснение попадания сюда плиты (как и других обломков и почвы) – переброс от коренного выхода по воздуху при очень сильном (в привершинной части гряды) толчке с боковой составляющей. Направление смещения или 270° (1,5 м), или 250° (2,5–3,5), т.е. в целом с востока на запад (запад-юго-запад). После того как глыба, частично расщепившись у восточного конца, наклонно легла на щебень над местным выступом, в расщеплении плиты у поверхности на востоке и на ее наклонно лежащей на западе части, начала формироваться почва, постепенно как бы "утапливая" плиту и другие блоки и фиксируя их позицию. Почва в расщелине плиты, образовавшаяся вскоре после ее попадания в нынешнее положение (глубина 0,15–0,25 м от поверхности),

датирована по ^{14}C 490 ± 70 лет (ИГАН-1074). Следовательно, можно говорить о занятии плитой современного положения не позднее 1460 (1390–1530) г., скорее всего на 100–200 лет раньше. Таким образом, можно приблизительно датировать поздний сейсмический толчок, направленный с востока (восток-северо-востока).

Примерно в 10 м к западу от описанной канавы, в той же пологой ложбине, около 5 м к югу от субширотного скального выступа – отвершка главной гряды, в 5 м ниже вершины гряды, выкопана яма длиной 10 м (вдоль основной гряды) и шириной 5 м, глубиной около 1 м по всему периметру, а в центре нее – яма 2×3 м на 2 м глубже, так что получается двухступенчатый разрез. В бортах верхней ступени вскрыта хорошо развитая темноцветная гумусированная почва, вверх практически без обломков, а в средней и нижней частях с обломками белого хрупкого сильно разрушенного, частично до дресвы, известняка в виде скоплений и линз. Нижние границы скоплений и самой почвы неровные, расположение обломков беспорядочное, какие-либо признаки их постепенного смещения, перекатывания, течения в почве (вместе с ней) отсутствуют. Скопления обломков могут рассматриваться как набросы. В 2–3 местах под блоками обломков видна та же почва, но менее гумусированная, коричневая, с мелкими обломками. Общая мощность почвенного слоя до 0,7 м, подстилается он обломочно-щебневым известняковым материалом мощностью до 1 м.

В ближайшей к коренному выступу части раскопа на севере и почва и слой обломков в ней наклонены к югу (юго-западу) под углом 5° , между тем как современная поверхность, образованная самой почвой, имеет слабый наклон к западу (запад-юго-западу). Из этого следует, что попадание обломков в почву произошло за счет переброса (наброса) с севера от ближайшего коренного выхода известняков на расстояние около 5 м или несколько более.

В северной стенке раскопа, где глыба $1 \times 0,8 \times 0,4$ м лежит внутри почвы, из-под нее и сбоку отобрано два образца почвы для определения даты приноса обломка и отрезка времени после его попадания в современное положение. Нижний образец из-под обломка с глубины 0,7–0,8 м имеет ^{14}C возраст 2100 ± 70 (ИГАН-1001), а верхний – с глубины 0,2–0,3 м между обломками – 1610 ± 90 (ИГАН-1008). Отсюда можно сделать вывод, что принос обломка (и всего скопления обломков на этом уровне в почве) произошел вскоре после 150 (220–80) г. до н.э., но значительно раньше 340 (430–250) г. н.э. Расположение образцов по отношению к известняковым блокам и полученные даты свидетельствуют также в пользу роста почвы вверх (гипотеза И.П. Герасимова) после попадания в нее обломков и отсутствия последующего смещения их по склону.

Нельзя не обратить внимание на резкое отличие полученного времени (II–I в. до н.э.) наброса блоков в почву в данном месте от наброса плиты в 10 м восточнее (вероятно XIV в. н.э.) с одной стороны, и близость его к известному по письменным источникам разрушительному землетрясению 63 г. до н.э. (Блаватский, 1977) в восточной части Керченского полуострова – с другой.

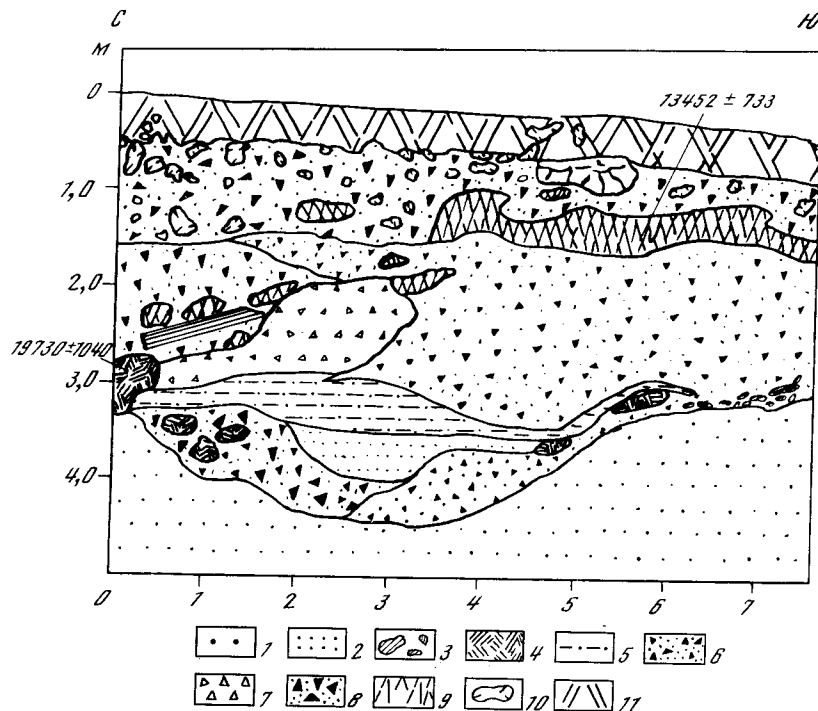


Рис. 4. Разрез ямы 996 (восточная стенка) в верхней части западного склона Акташской гряды с несколькими набросными телами

1 — пески верхнего неогена; 2 — тонкозернистый слоистый материал; 3 — глиняные окатыши; 4 — фрагмент почвы (нижней); 5 — тонкозернистый слоистый материал; 6 — мелко-обломочный гранулированный материал; 7 — обломочная масса рыхлая, пористая (наброс); 8 — неоднородная обломочно-щебневая масса, плотная; 9 — почва (верхняя) инситу и во фрагментах; 10 — обломки более крупные; 11 — современная почва; в рамках указаны радиоуглеродные определения возраста почв

Вскрытый в верхней ступени выработки под почвой обломочный слой прослеживается и в нижней ступени (в центральной яме) (рис. 4). Ниже этого слоя на 1,5–2,5 м в глубину залегает также обломочная масса, которая подразделяется на несколько стратиграфо-генетических компонентов, отличающихся по структуре, составу, консистенции, условиям залегания. Признаки смещения, перемешивания, внедрения и деформации материала особенно присущи северной и верхней части вскрытого разреза, ближайшей к коренным породам. Но самым замечательным и информативным с точки зрения генезиса толщи является присутствие в ней погребенных и разбросанных фрагментов почв. Фрагменты почв в обломочной толще имеют неправильные округлые формы и выглядят в стенках в виде уплощенных и округленных комков однородной рыхлой коричневой массы. Рассеянные по одиночке и скоплениями, в общем эти

фрагменты по 5–10, 30 см в поперечнике группируются как бы в два горизонта (см. рис. 4). Нижний горизонт, у границы с неогеновыми песками, представлен фрагментами почвенного материала без обломков внутри, верхний — развит на юго-восточной стенке ямы в виде сохранившегося, но с неровными неестественными границами сплошного горизонта мощностью 10–20 см, прослеживающегося по сторонам и по склону в виде растащенных и перемещенных фрагментов внутри обломочной толщи. Такого рода рыхлые фрагменты однородного состава, наклоненные, как и бывший склон, могли попасть в наблюдаемое ныне положение только в результате моментального переброса и погребения, а не длительного качения или перемыва.

Каждый из почвенных "горизонтов" в его наиболее представительной части был датирован по ^{14}C . Верхний образец с глубины 1,5–1,7 м от современной поверхности показал возраст 13450 ± 730 лет (ИГАН-1144), нижний, с глубины 2,6–3,0 м, — 19130 ± 1040 лет (ИГАН-1007). Следовательно, речь идет о фрагментах разрушенных, деформированных почв, погребенных включающими их обломочными массами. По внутреннему строению, взаимоотношению между собой и с остатками почв (компонентов обломочной толщи) ясно, что их попадание на склон и захоронение на нем происходили не менее 2–3-х раз (до начала формирования в этом месте современной почвы). На основе полученных датировок можно заключить, что первый наброс имел место вскоре после 20–18 тыс. лет назад, а второй — вскоре после 14–13 тыс. лет назад.

Предложенный ранее одним из авторов и развиваемый в настоящей публикации способ диагностики рапидных процессов, в первую очередь сейсмических, базируется на детальном изучении стратиграфии отложений на склонах и радиоуглеродном датировании почв. Выявляются и идентифицируются дислокации, нарушения, смещения и чужеродные включения в почвах и отложениях, аномалии в стратификации склоновых и присклоновых накоплений, устанавливается импульсный характер их возникновения и возраст. Радиоуглеродное датирование почв современных и блокированных, погребенных для решения задачи является необходимым элементом исследования.

В условиях равнинного северного побережья Керченского полуострова устанавливается активное почвообразование (формирование современных черноземов) в плакорных условиях и на склонах, начиная с раннего-среднего голоцена (6–7 тыс. лет назад). Конечно, почвы развивались здесь и ранее, но от них сохранились только фрагменты за счет локального погребения при сейсмических набросах обломочного материала.

Скелетность современных черноземных почв на склонах и включение в них прослоев или скоплений обломочного материала обязаны не только (не столько) делювиальным и пролювиальным процессам, сколько импульсным набросам. Последние трудно объяснить иначе, как сильными направленными сейсмическими воздействиями. На детально изученном участке вблизи площадки Крымской АЭС выявляются следы многократных сильных сейсмических воздействий — не менее 6 за

последние 20 тыс. лет. Полученные данные заставляют оценивать сейсмический потенциал района Крымской АЭС несравненно более серьезно, чем это делалось прежде.

ЛИТЕРАТУРА

- Блаватский В.Д. Землетрясение 63 г. до н.э. на Керченском полуострове // Природа. 1977. № 6. С. 56–57.
- Клюкин А.А., Корженевский В.В., Щепинский А.А. Казантип. Симферополь: Таврия, 1987. 112 с.
- Никонов А.А. Использование радиоуглеродного датирования для определения возраста древних землетрясений в горах юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 9. С. 70–74.
- Никонов А.А., Чичагова О.А., Черкинский А.Е., Петренко М.А. Новые подходы к стратиграфическому расчленению и палеоэкологическим реконструкциям склоновых отложений с помощью ^{14}C датирования погребенных почв // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. Таллинн, 1990. Т. 3. С. 20–21.
- Половицкий И.Я., Гусев П.Г. Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. 152 с.
- Хромовских В.С., Никонов А.А. По следам сильных землетрясений. М.: Наука, 1984. 144 с.
- Чекунов А.В., Гавриленко Н.М., Шнюков Е.Ф. и др. Геологическая структура и геодинамика района Крымской АЭС // Геофиз. журн. 1990. Т. 12, № 3. С. 3–28.

УДК 551.35:551.79 (571.121)

С.А. Архипов, Л.К. Левчук, В.Н. Шелкопляс

МОРСКИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НИЗОВЬЕВ ОБИ

Одна из самых актуальных задач четвертичной стратиграфии севера Сибири – радиометрическое и термолюминесцентное датирование морских отложений. Решение этой задачи стало возможным в процессе геологосъемочных работ и бурения профиля скважин вдоль долины р. Нижней Оби между деревнями Ванзеват и Катровож (рис. 1). Керна скважин были послойно опробованы (310 обр.) на микрофаунистический анализ. Фораминиферы в изученных образцах оказались принадлежащими 5 отрядам, 15 семействам, 37 родам, 61 виду и 4 подвидам (рис. 2). Они составили два межледниковых комплекса – обский и казанцевский, принадлежащих одноименным морским слоям. Последние относятся соответственно к тобольскому и казанцевскому межледниковым горизонтам западносибирской региональной стратиграфической схемы (Гудина, 1966, 1976; Архипов, 1987; Решение. . . , 1990). Морские слои, а также разделяющие их и перекрывающие отложения датированы термолюминесцентным (ТЛ) методом.

На геологическом профиле, составленном по данным бурения (см. рис. 1), обские морские слои залегают между двух морен. В нормальной стратиграфической последовательности подстилающая морена по по-

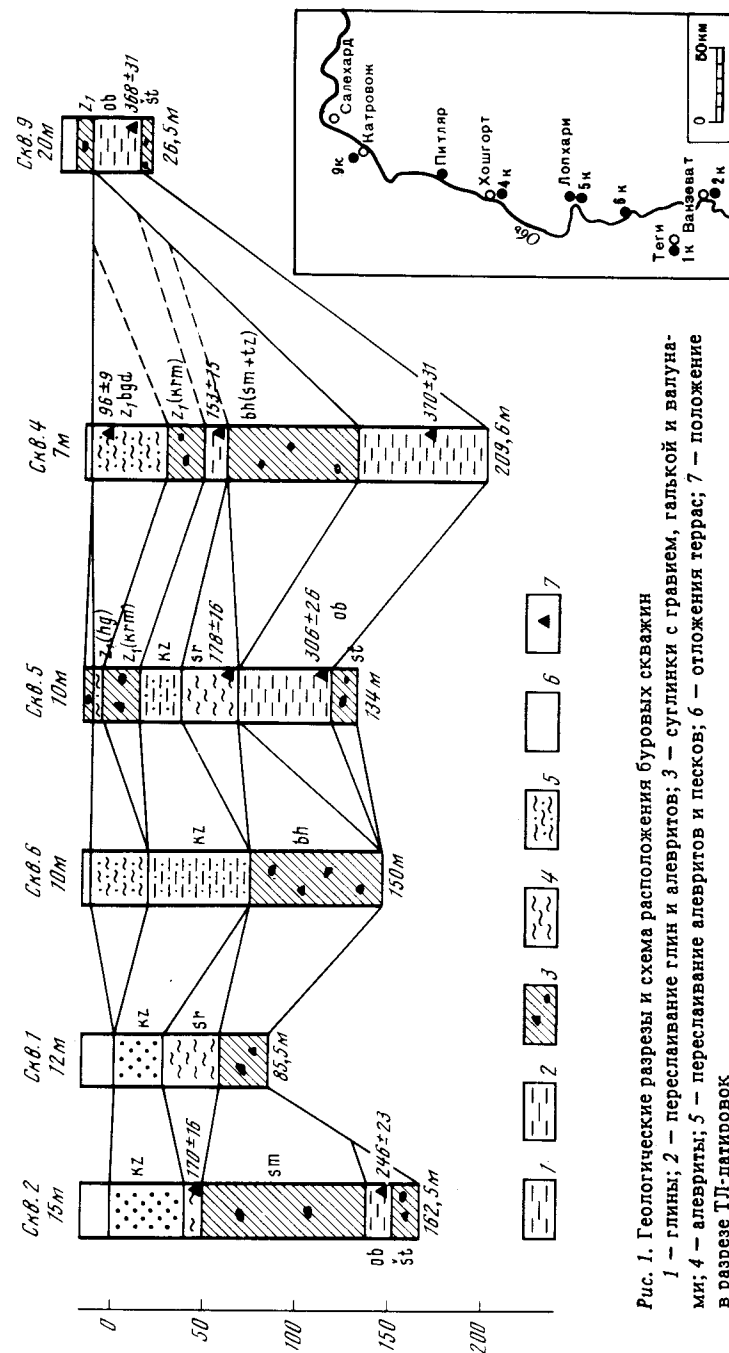


Рис. 1. Геологические разрезы и схема расположения буровых скважин
1 – глины; 2 – переслаивание глин и алевроитов; 3 – суглинки с гравием, галькой и валунами; 4 – алевроиты; 5 – переслаивание алевроитов и песков; 6 – отложения террас; 7 – положение в разрезе ТЛ-датировок

Весьма богатые и разнообразные ассоциации в составе 36–37 видов и подвидов обнаружены в скв. 2 и 5. В первой – морские отложения (148,9–163,3 м) представлены слоистыми алевроитами и глинами с конгломератом в основании на контакте с подстилающими шайтанскими валунными суглинками. Перекрываются морские слои самаровской морены, судя по ТЛ, 170 ± 16 тыс. лет из отложений, залегающих на ее поверхности (см. табл. 1). В пачке неслоистых глин обнаружена ассоциация фораминифер (см. рис. 2), в которой доминируют *Retroelphidium subclavatum*, *Cassidulina subacuta*, *Cassandra inflata*, *Buccella hannai arctica*, *Criboelphidium*, *Alabaminoides mitis*. В значительном количестве присутствуют *Retroelphidium obesum*, *Haynesina orbicularis*, *Stainforthia loeblichii*, *Asterellina pulchella*. Акцессорная группа довольно разнообразна, хотя количество каждого из них редко превышает 10–15 экз. на 100 г сухой породы. Это *Miliolinella pyriformis*, *M. grandis grandis*, *M. grandis*, *M. subrotunda*, *Triloculina subtricarinata*, *Pateoris hauerienoides*, *Pyrga williamsoni*, *Lagena nebulosa*, *L. montagui*, *Oolina caudigera*, *O. globosa*, *Fissurina laevigata*, *F. marginata*, *Cribronion obsoletus*, *Nonionella auricula*, *Globulina glacialis*, *Tappanella arctica*, *Fursenkoina gracilis*, *Toddinella lenticularis*, *Bolivina pseudopunctata* и некоторые другие. Характерными для данной ассоциации являются *Miliolinella pyriformis* (Schlumberger) – вид индекс биостратиграфической зоны (Гудина, Саидова, 1969; Гудина, 1976; Региональные... , 1981), *M. grandis grandis*, *M. grandis pumilionis*, *Retroelphidium obesum*, *R. subclavatum* (два последних вида в большом количестве встречаются только в данных слоях, выше исчезают полностью). Тепловодные (бореальные и аркто-бореальные) формы в этой ассоциации составляют более 60% по числу видов. Группа холодноводных (арктических и бореально-арктических) видов гораздо меньше и составляет около 30%, но по численности экземпляров она превышает тепловодную группу.

Ряд холодноводных форм (*Buccella hannai arctica*, *Cassidulina subacuta*, *Retroelphidium subclavatum*) входит в состав доминантной группы, что позволяет оценить ассоциацию по зоогеографической природе как аркто-бореальную. Общий состав и структура ассоциации характеризует бассейн с глубинами в пределах сублиторали с близкой к нормальной для арктических вод соленостью (стеногалинные виды входят в состав доминантной группы и составляют около 60–70% от общего количества экземпляров в образце – преобладает *Cassidulina subacuta*) и низкой температурой придонных вод (0–2°C). Отложения, содержащие эту ассоциацию, формировались в межледниковье и соответствуют биостратиграфической зоне *Miliolinella pyriformis* (Schlumberger).

Выше по разрезу в толще самаровской морены (см. рис. 1) встречаются единичные раковины фораминифер плохой сохранности, часто с измененной перекристаллизованной стенкой, обломанными и заполненными породой камерами, иногда неопределимы до вида. Они не составляют закономерную экологически совместимую ассоциацию и, по-видимому, их захоронение аллохтонно.

В скв. 5 обские слои (82,0–132,5 м) сложены массивными неслоистыми и горизонтально слоистыми алевроитами с прослоями черных глин и

базальным галечником-валунником поверх подстилающей шайтанской морены (валуны суглинков). Разнообразная ассоциация фораминифер встречается в нижней части морской толщи, в интервале глубин 119,7–127 м. В ней преобладают *Retroelphidium subclavatum*, *Buccella hannai arctica*, *Cassidulina subacuta*, *Criboelphidium granatum*, *Retroelphidium obesum*, *Alabaminoides mitis*, *Stainforthia loeblichii*, *Toddinella lenticularis*. В значительном количестве присутствуют *Clobulina glacialis*, *Cassandra inflata*, *Haynesina orbicularis*, *Criboelphidium goesi*, *Asterellina pulchella*. Акцессорная группа представлена разнообразными в основном тепловодными формами – *Fissurina orbygniana*, *F. semimarginata*, *Oolina melo*, *Lagena nebulosa*, *L. apiopleura*, *Cyclogira involvens*, *Bolivina pseudopunctata*, *Pseudopoly-morphina novangliae*, *Triloculina subtricarinata*, *Pyrgo williamsoni*, *Fursenkoina gracilis* и ряд других видов (см. рис. 2).

Характерными являются *Miliolinella pyriformis*, *M. grandis pumilionis*, *Retroelphidium obesum*, *R. subclavatum*. Тепловодная группа (бореальные и бореально-арктические виды) составляет по числу видов более 55% от всего комплекса. Холодноводная (арктические и бореально-арктические формы) несколько меньше (около 42%), но она преобладает по количеству экземпляров в каждом из образцов. Состав и структура ассоциации позволяет считать ее межледниковой аркто-бореальной по зоогеографической природе. Ассоциации характеризуют нормальный арктический бассейн в пределах сублиторали, с соленостью близкой к нормальной для арктических вод (*Cassidulina subacuta* входит в доминантную группу и по числу экземпляров составляет более 60%, в значительном количестве содержится *Cassandra inflata*). Температура придонных вод низкоположительная летом. По видовому составу и структуре ассоциация сопоставляется с таковой из скв. 2 и 9. Присутствие в ассоциации вида-индекса биостратиграфической зоны *Miliolinella pyriformis* (Schlumberger) и характерных для обского комплекса видов *Retroelphidium subclavatum*, *Retroelphidium obesum*, *Miliolinella grandis pumilionis* позволяет время формирования этих отложений отнести к тобольскому межледниковью. В верхней части морской толщи обнаружены единичные раковины фораминифер плохой сохранности, камеры обломаны, заполнены породой, иногда неопределимы до вида.

Относительно малочисленная ассоциация фораминифер обнаружена в обских слоях, вскрытых скв. 4 (178,2–216,6 м). Последние сложены слоистыми алевроитами, спокойно залегающими на палеогеновых породах. Ассоциация фораминифер включает всего 10 видов (один планктонный). Доминирует в ней *Retroelphidium subclavatum*, *Haynesina orbicularis*, *Cassidulina subacuta*. Количество остальных видов не превышает 10 экз. на 100 г сухой породы. Планктонный вид *Globigerina* sp. представлен одной раковиной и, по-видимому, не является в этой ассоциации автохтонным. Присутствие в ассоциации характерного для зоны *Miliolinella pyriformis* (Schlumberger) вида *Retroelphidium subclavatum*, который выше по разрезу не встречается, позволяет отнести вмещающие ее отложения к обскому морскому горизонту (Гудина, 1966, 1976). От описанных выше одно-возрастных ей ассоциаций в скв. 2 и 5 она отличается меньшим числом

видов, меньшим количеством экземпляров, менее богатой и разнообразной аксессуарной группой, но по структуре они сопоставимы. Их разновозрастность не вызывает сомнений.

Поверх морских алевритов ложатся осадки типа ленточных глин (146,4–178,2 м), состоящие из переслаивания черных глин и светло-бурых алевритов, в которых встречаются единичные раковины фораминифер плохой сохранности. Далее вверх по разрезу ленточнослоистая пачка замещается толщей грубых, несортированных суглинков и супесей с рассеянными в них валунами, галькой и гравием (76,3–146,4 м). В совокупности они составляют ледниковый комплекс (7,63–178,2 м) бахтинского надгоризонта, перекрытый морскими казанцевскими осадками – пачкой слоистых алевритистых глин с тонкостенными раковинами моллюсков, с фораминиферами и с маломощным супесчано-гравелистым прослоем.

Казанцевская ассоциация фораминифер в скв. 4 наиболее богата и представительна. В ней насчитывается до 25 видов и подвидов. Доминируют в ассоциации *Retroelphidium hyalinum*, *Haynesina orbicularis*, *Toddinella lenticularis*. В значительном количестве обнаружены *Cribronion obscurus*, *Pateoris hauerienoides*, *Haynesina magna*. Тепловодная группа представлена бореальными *Retroelphidium boreale*, *Toddinella lenticularis*, *Buccella trotskyi*, *Pseudopolymorphina novangliae*, *Quinqueloculina longa*, *Q. deplanata* и аркто-бореальными *Retroelphidium hyalinum*, *R. propinquum*, *Pateoris hauerienoides*, *Fissurina marginata*, *Cribronion incertus*, *Miliolinella subrotunda* и некоторыми другими видами, которые составляют около 64%. Они преобладают в ассоциации не только по числу видов (16 и 25), но и по количеству экземпляров (от единиц до 300 экз. на 100 г сухой породы). Группа арктических и бореально-арктических видов уступает по числу видов (6 и 25) и по количеству экземпляров. В целом ассоциация аркто-бореальная, ближе к бореальной (присутствует даже один лузитанский вид *Sigmomorphina undulosa*), характеризует довольно мелководный прогреваемый бассейн с несколько пониженной соленостью вод. Для этой ассоциации присущи *Retroelphidium atlanticum*, *R. hyalinum*, *R. boreale*, *Haynesina magna*, *Quinqueloculina deplanata*. Последние четыре вида впервые появляются в верхнеплейстоценовых отложениях. Кроме того, *Quinqueloculina deplanata* и *Haynesina magna* на севере Сибири известны только в казанцевских отложениях (Гудина, 1976; Гудина, Левчук, 1983; Левчук, 1984). Все сказанное позволяет уверенно идентифицировать ассоциацию с казанцевским комплексом, а вмещающие породы отнести к казанцевскому морскому горизонту. Видовое разнообразие и преобладание тепловодной группы указывает, по всей вероятности, на максимум казанцевской трансгрессии (Левчук, 1984).

Вверх по разрезу в скв. 4 морские слои перекрываются, очевидно, с перерывом (на это может указывать отсутствие регрессивных фаций) ледниковыми валунно-галечниковыми суглинками (44,8–63,8 м) и далее (4,0–44,8 м) – озерными алеврито-песчаными слоистыми осадками с мелкими растительными остатками. Последние датированы по ТЛ 96 ± 9 тыс. лет. Несомненно, надказанцевские отложения относятся к

зырянскому надгоризонту, причем к его наиболее древним слоям. Об этом свидетельствует как их залегание ниже уровня р. Оби (скв. 4 задана на бечевнике), так и то, что в береговых обрывах в районе д. Хошгорт обнажается более молодая морена зырянского надгоризонта, получившая ранее название хошгортской (Последнее . . . , 1977). Следовательно, вскрытые скв. 4 последовательно сверху вниз: озерная пачка (очевидно, подстилающая хошгортскую морену) и ледниковые суглинки поверх казанцевских морских слоев могут быть аналогами богашинских межстадиальных слоев Белогорья (Архипов и др., 1987, Архипов, 1987, 1989).

По лито-биостратиграфическим признакам и положению в разрезе отложения казанцевского горизонта прослеживаются вверх по долине р. Оби, в скв. 5 и 6, а затем, еще далее к югу, в скв. 1 и 2, наблюдается замещение алеврито-глинистых пород песками (см. рис. 1). Вероятно, это прибрежно-морские фации по периферии морского бассейна или залива. Действительно, в скв. 6 устанавливается значительное обеднение казанцевской ассоциации фораминифер, в которую входит лишь 8 видов. Среди них преобладают *Retroelphidium hyalinum*, *Toddinella lenticularis*, *Haynesina orbicularis*. Остальные виды (см. рис. 2) присутствуют в незначительном количестве, не превышающем 10 экз. на 100 г сухой породы. Это относительно тепловодная ассоциация. В ее составе описаны *Toddinella lenticularis*, *Retroelphidium boreale*, аркто-бореальные *Retroelphidium hyalinum*, *Asterellina pulchella*, *Cribronion obscurus*, *Globulina glacialis*. Ассоциация характеризует относительно мелководный бассейн, с несколько пониженной соленостью (стеногалинные формы отсутствуют) и низкоположительными придонными температурами летом. *Retroelphidium boreale* (Nuzhdina) – один из характерных для казанцевского комплекса видов. В изучаемом районе этот вид не встречается ни в древних, ни в молодых отложениях.

Разновременность обской и казанцевской трансгрессий подтверждается радиометрическим датированием (см. рис. 1 и 2). Существенно также, что между ними в ряде скважин (5, 1, 2) прослеживается пачка слоистых, вероятно, озерных алевритов с ТЛ датами, характерными для ширтинского горизонта. По положению в разрезе эта пачка может быть аналогом салемальских слоев района г. Салехарда (Архипов и др., 1977).

Возраст морских обских слоев устанавливается ТЛ методом в интервале 246 ± 23 – 370 ± 31 тыс. лет (см. рис. 1 и 2), что соответствует ТЛ и ЭПР датировкам для тобольских аллювиальных осадков. Напомним эти определения: по ТЛ от 260(270) $\pm 58(59)$ до 380(390) 80 тыс. лет и по ЭПР от 285,4 до 326,9 при среднем значении в $306,2 \pm 20,8$ тыс. лет (Архипов, Линке, 1987; Архипов, 1987, 1989). Следовательно, безусловно подтверждается корреляция морских обских и континентальных (аллювиальных) тобольских отложений, принятая в региональной западно-сибирской стратиграфической схеме (Решение . . . , 1990).

Максимум казанцевской трансгрессии, датированный по скв. 4 в 153 ± 15 тыс. лет, оказался несколько древнее имеющихся ЭПР дат в 121,9–134,8 тыс. лет для того же события в низовьях р. Енисея и на

Таймыре (Левчук, 1984, Архипов, 1987). Тем не менее это пока единственное ТЛ определение возраста остается приемлемым, так как для отложений более древних, занимающих стратиграфическую позицию ширтинского горизонта, получены даты в $170(178) \pm 16$ тыс. лет, а для перекрывающих, внутрираннезырянских, так называемых богдашкинских, межстадиальных слоев -96 ± 9 тыс. лет.

Стратиграфическое расчленение и корреляция позволяют понять принципиальные особенности геологического строения четвертичной толщи, закрывающей сплошным многометровым покровом весь Нижнеобский регион. Давно известно, что четвертичные отложения маскируют достаточно интенсивно расчлененный палеорельеф (Лазуков, 1970), среди которого выделяются депрессионные понижения и выступы, часть которых погребена, а другая — находит отражение в современном рельефе в форме водораздельных возвышенностей и разделяющих их низменностей.

В долине Нижней Оби, в скв. 4 вскрыта одна из таких глубоких погребенных депрессий, днище которой опущено до 200 м ниже уровня моря. Смежной скв. 9 обнаружен выступ с превышением над ней на 170–180 м. Принципиально важно, что как в депрессии, так и в пределах выступа на основании четвертичной толщи залегают морские обские слои. Подошва их испытывает подъем с абс. отметки около -210 до -26 м. Это свидетельствует об облегающем характере залегания обских слоев и означает, что отложения, выполняющие переуглубления, вовсе не вложены в толщу пород на выступах палеорельефа. Впрочем, это было установлено еще бурением на Полуиском профиле и, особенно выразительно, на профиле Муже-Тильтим. Обские морские слои перекрывают Мужинский Урал, где залегают на абс. отметках около 70–80 м, и спускаются в смежные переуглубления на р. Оби до 120 м, а на р. Сыне до 20–30 м ниже уровня моря. Разница отметок их залегания достигает 200 м (Гудина, 1966).

Таким образом, по нижним горизонтам четвертичной толщи и, совершенно бесспорно, по тобольскому строению четвертичного покрова принципиально одинаково как в переуглублениях, так и на выступах погребенного палеорельефа. Естественно, что в конкретных разрезах в пределах палеоподнятий и современных возвышенностей могут иметь место как вторичные явления, эрозионные и денудационные перерывы.

Резко разновысотное залегание обских слоев может считаться признаком неотектонических движений. Так, в районе скв. 9 (д. Катровож) обские слои выведены примерно на тот же гипсометрический уровень, на котором залегают нижекаргинские (харсоимские) морские отложения у Салехарда и д. Харсоим (Архипов и др., 1977). Сам же катровожский выступ палеорельефа сложен меловыми породами. Палеоген, присутствующий в смежной впадине (скв. 4, Хашгорт) здесь, очевидно, денудирован. Следовательно, можно предполагать в районе д. Катровож молодое неотектоническое поднятие.

Существенно иная, чем у обских, локализация у казанцевских морских слоев. Они неизвестны в пределах междуречных возвышенностей, а

на выступы палеорельефа второго порядка, ныне погребенных и не выраженных в рельефе, реагируют незначительно (см. рис. 1). В профиле скв. 4, 5 казанцевские осадки выполняют переуглубление на абс. отметках 65–70 м ниже уровня моря как в пределах палеодепрессии (скв. 4), так и на выступах палеорельефа (скв. 5 и 6). Кстати, казанцевский врез был впервые установлен на Салехардских створах (Последнее . . . , 1977). Вверх по долине р. Оби глубина вреза уменьшается. Казанцевские палеодолины выполнены аллювиальными песчаными осадками. В то же время на смежных сниженных придолинных водораздельных пространствах некоторым распространением пользуются озерные ялбынинские осадки с погребенными торфами (например, ниже устья Карымкарского сора, Захаров, 1970). Складывается впечатление о двух уровнях (казанцевской и ялбынинской) седиментации. Это явление могло быть обусловлено как изменениями базиса эрозии, так и неотектоническими подвижками.

В заключение авторы выражают искреннюю благодарность коллегам, геологам-съемщикам Тюменской экспедиции ПГУ "Главтюмень геологии" С.И. Демусу, Н.И. Смирнову, В.И. Кудрину, С.Я. Выдрину и другим за товарищескую помощь и содействие в проведении настоящих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного региона. Уточненная стратиграфическая основа. Новосибирск: ИГиГ, 1987. 51 с.
- Архипов С.А. Палеогеография и хроностратиграфия плейстоцена севера Сибири (обзор новейших данных) // Четвертичный период: Палеогеография и литология. Кн. Штинца, 1989. С. 201–214.
- Архипов С.А. Хроностратиграфия плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 13–22.
- Архипов С.А., Линке Г. Результаты ЭПР датирования раковины *Corbicula tibetensis* из четвертичных отложений Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 229–236.
- Архипов С.А., Панычев В.А., Шелкопояс В.Н. Геохронология верхнего плейстоцена Белогорского Приобья. Западно-Сибирская равнина // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 110–126.
- Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966. 146 с.
- Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. М.: Наука, 1976. 125 с.
- Гудина В.И., Левчук Л.К. Морфология и таксономия арктических и бореальных четвертичных фораминифер рода *Retroelphidium* // Систематика, морфология и экология современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск: Наука, 1983. С. 50–66.
- Гудина В.И., Саидова Х.М. Биостратиграфическая зона *Miliolinella pyriformis* в четвертичных отложениях Арктики // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, № 5. С. 1109–1111.
- Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена Севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 213 с.
- Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1981. 21 с.
- Решение Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988). Новосибирск: Изд-во ИГиГ, 1990. 95 с.

Н.С. Болиховская, В.Ф. Болиховский

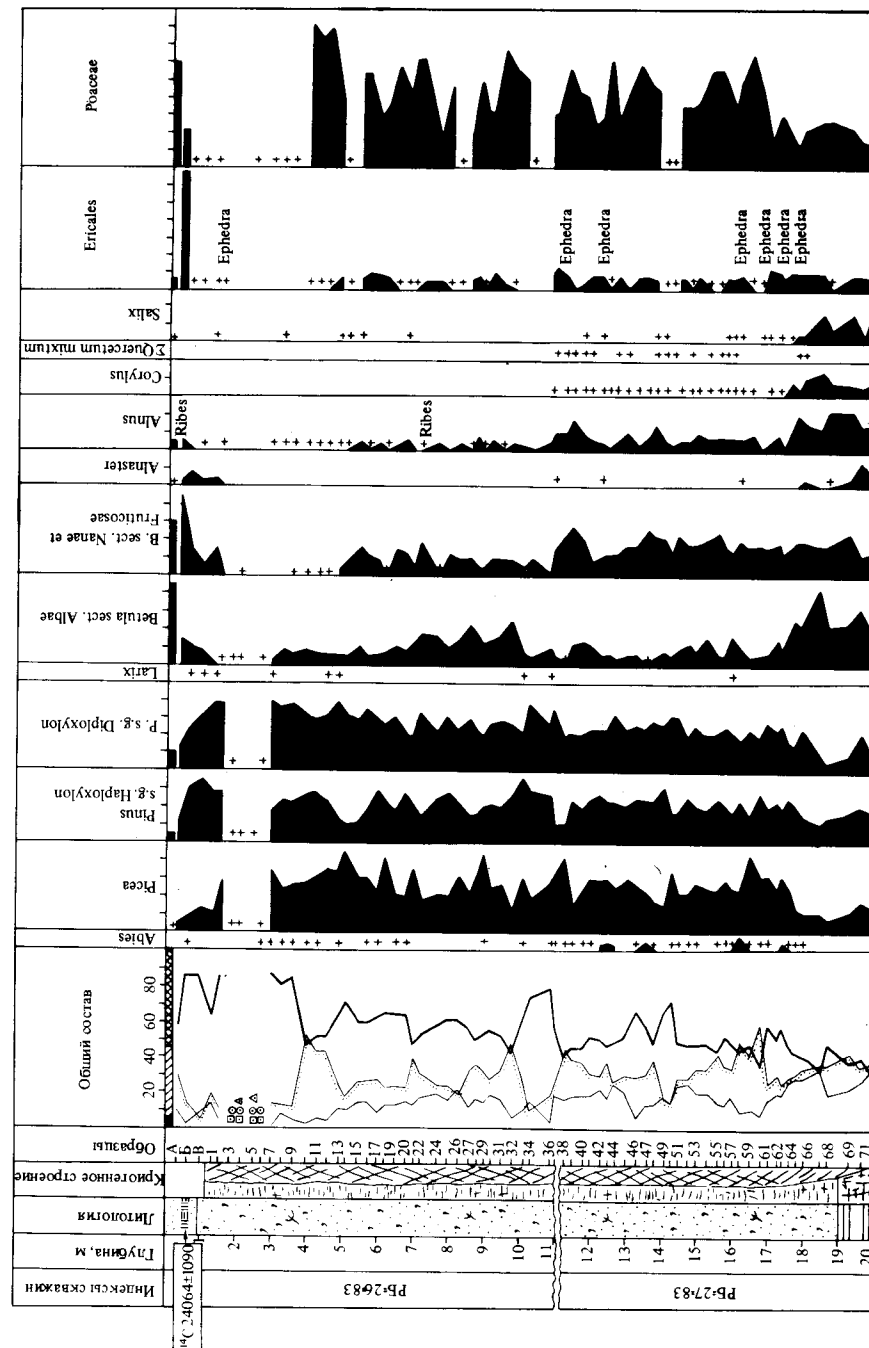
РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ЕДОМНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ямало-Гыданская область, где распространены отложения с сингенетическими повторножильными льдами (ПЖЛ), известные под названием едомных, по детальности стратиграфического расчленения четвертичных отложений существенно уступает сопредельным территориям севера Западной Сибири — низовьям рек Оби и Енисея. В этой связи было предпринято палинологическое изучение едомных отложений, датированных радиоуглеродным методом, со значительно большей подробностью, чем выполнялось ранее (Васильчук и др., 1984). В качестве опорных выбраны два разреза п-ва Ямал—Манорский на северо-восточном склоне возвышенности Хой в верховьях бассейна р. Сабъяха и Марресальский на западном побережье полуострова (Болиховский, 1987). Манорский разрез слагают едомные отложения III террасы с абсолютной высотой поверхности 40–42 м и II террасы с абсолютными отметками 25–27 м. Марресальский разрез вскрывает едомные отложения II террасы с высотой над уровнем моря 28–30 м. Геологический материал (свыше 150 образцов) отбирался нами в ходе буровых работ ВСЕГИНГЕО на Манорском участке в 1983 г. и при изучении Марресальского обнажения в 1985 г. Регистрация пыльцы и спор выполнена в ПГО "Центргеология" Ю.И. Мешковой и Э.М. Румянцевой, которым авторы выражают свою признательность.

Согласно палинологическим данным и РУ датированию образца на глубине 1,0 м (24064 ± 1090 лет, ВСЕГИНГЕО 16-8-85), отложения, слагающие III террасу Манорского разреза, формировались в заключительную фазу казанцевского межледникового, зырянское оледенение и каргинское время (рис. 1). В заключительную фазу казанцевского межледникового накапливались глины в основании и низы песчано-пылеватых отложений до глубины 17,7 м, характеризующиеся палиносpekтрами южнотундрового типа. В составе кустарникового яруса господствовавших в это время южносубарктических гундр в условиях климата более теплого, чем современный климат центрального Ямала, на прилегавших к морю частях суши преобладали ерниковые, ольховниково-ерниковые и

Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений III террасы Манорского разреза на п-ове Ямал (аналитики Ю.И. Мешкова и Э.М. Румянцева)

1 — пыльца деревьев и кустарников; 2 — пыльца трав и кустарничков; 3 — споры; 4 — *Diphazium alpinum*; 5 — *D. complanatum*; 6 — *Lycorodidum dubium*; 7 — *L. appressum*; 8 — *L. lagopus*; 9 — содержание менее 3%; 10 — глина; 11 — пылеватые частицы; 12 — песок; 13 — растительные остатки; 14 — торф; 15 — повторножильный лед; 16 — слоистые, неполнослоистые, неполносетчатые или атакситовые криотекстуры синкриогенных отложений; 17 — сетчатая криотекстура; 18 — массивная криотекстура



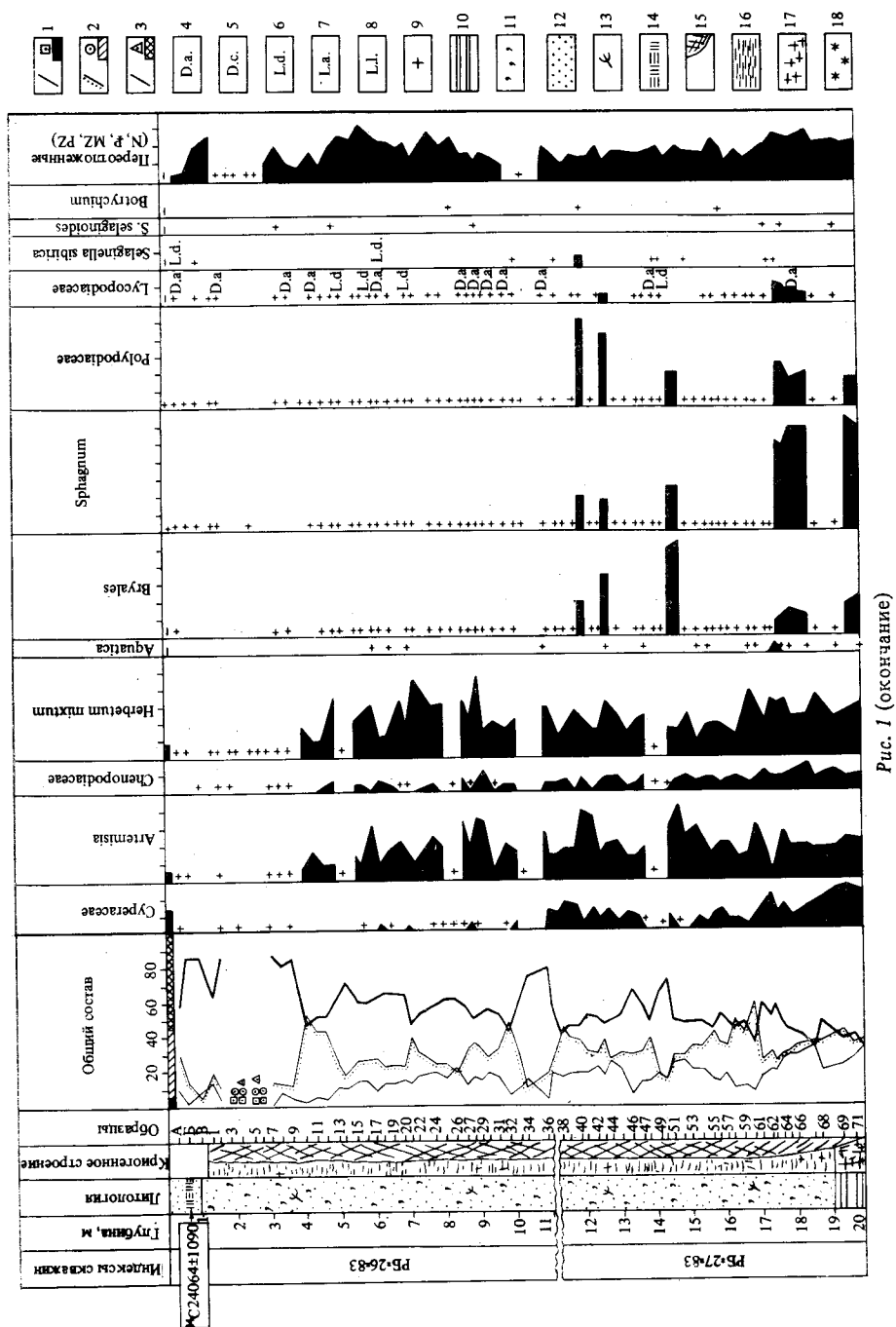


Рис. 1 (окончание)

ивняковые сообщества. Благоприятные места обитания (склоны и вершины пологих увалов) занимали березовые и хвойно-березовые редколесья, что подтверждают присутствующие в спектрах споры *Diphazium complanatum*. Широкое развитие имели разнотравно-злаковые и осоковые луговины, кочкарные и сфагновые болота. О разнообразии эколого-эдафических условий свидетельствует совместное нахождение в описываемых спектрах растений влажных и засушливых экотопов – *Selaginella selaginoides*, *Diphazium alpinum*, *Rhododendron cf. lapponicum*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и др.

В зырянское ледниковое накапливались осадки на глубине 11,2–17,7 м, характеризующиеся палиноспектрами перигляциального типа. Однако это время климатически не было однородным. В его первую фазу (16,1–17,7 м) наступило похолодание, сопровождавшееся сильной аридизацией климата. В это время господствовали своеобразные аркто-степные ландшафты, в которых доминирующее положение занимали микротермные виды злаков и разнотравья, а характерными видами широко развитых открытых эродированных экотопов и других подчиненных ландшафтов были микротермные ксеро- и криоксерофиты (*Ephedra cf. monosperma*, *Selaginella sibirica* и др.). В защищенных местах произрастали ерниковые сообщества. В главную фазу зырянского времени (12,4–16,1 м), когда ледниковые покровы достигли максимального распространения, в условиях сурового, но менее аридного климата были развиты арктические и северосубарктические тундры с участием ерников и, возможно, низкорослых лиственниц в самых благоприятных местах обитания. В травяном покрове по-прежнему господствовали микротермные злаки и более разнообразное, чем ранее, разнотравье. В составе широко развитых болотных массивов доминировали осоково-злаковые и зеленомошные ассоциации. Исчезла эфедра, но среди ксерофитов возросла роль полыни, занимавшей ксеротермные участки. В биотопах с разреженным растительным покровом участвовали плаун альпийский и плаунок сибирский.

Возможно, что спектры образцов № 49–51, в которых резко уменьшается содержание пыльцы травяно-кустарничковых растений и спор, а сумма пыльцы ели, кедра сибирского и сосны обыкновенной достигает 70–80%, являются отражением улучшения климата во время зырянских интерстадиальных потеплений и приближения северной границы распространения хвойных редколесий, что соответствует выводам С.А. Архипова и М.В. Вотах (1989) о палеогеографии и стратиграфии зырянского времени.

С фазой деградации зырянского оледенения связано накопление отложений на глубине 11,0–12,4 м, характеризующихся перигляциальными палиноспектрами криоаридных аркто-степных ландшафтов, в которых наряду с доминирующими осоково-злаковыми и разнотравно-злаковыми сообществами с участием эрикоидных кустарничков большую роль играли типичные криофиты и микротермные ксеро- и мезоксерофиты *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Selaginella sibirica*, *Diphazium alpinum*, *Ephedra monosperma*, *Artemisia* и др.

В толще (0,2–11,0 м), датированной каргинским временем (50–22 тыс. лет назад), если рассматривать ее палинограмму в целом, заметно уменьшается количество пыльцы ерниковой березки, осок и спор плауна сибирского, исчезает пыльца эфедры, возрастает доля пыльцы разнотравья. К харсоимскому подгоризонту схемы С.А. Архипова (1987) (50–40 тыс. лет назад) отнесены образования на глубине 7,4–11,0 м. Внутри этой толщи выделены осадки шурышкарского потепления (10,0–11,0 м), характеризующиеся палиноспектрами с господством пыльцы хвойных деревьев. Вся сумма палинологических данных позволяет реконструировать лесотундровые ландшафты или ландшафты северотаежных редколесий с елово-лиственничными и сосново-кедровыми древостоями. На глубине 8,7–10,0 м палиноспектрами тундрового типа фиксируется внутривхарсоимское похолодание, ландшафты которого были близки современным тундрам Среднего Ямала. Золотомыское потепление (соответствует, вероятно, малохетскому, по Н.В. Кинд, 1974, потеплению), во время которого на исследуемой территории доминировали лесотундровые сообщества, отражено палиноспектрами на глубине 7,4–8,7 м. В составе редколесий, чередовавшихся с ерниковыми и кустарничково-травяными тундрами, участвовали кедр сибирский, ели и сосна обыкновенная, оттеснявшие березовые древостои в менее благоприятные экотопы. Палиноспектры на глубине 3,8–7,4 м, в которых заметно сокращается участие пыльцы древовидной березы и увеличиваются разнообразие и количество пыльцы и спор криофитов (*Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Diphazium alpinum*, *Lycopodium dubium* и др.), фиксируют самое значительное внутривкаргинское (лохподгорское-конощельское) похолодание. Климат этого интервала не был однородным. В первую, криогигротическую, субстадию господствовали южно-субарктические тундровые ландшафты (4,8–7,4 м) с широким распространением разнотравно-злаковых, злаково-полынных и ерниковых сообществ с участием аркто-альпийских и гипоарктических видов. Во вторую, криоксеротическую, субстадию климат и характер растительного покрова Среднего Ямала были близки современным северо- или южносубарктическим тундрам. Эдификаторную роль играли микротермные злаки. Резко сократилось участие ерниковой березки, эрикоидных кустарничков, полыни, маревых и разнотравья. Отложения, залегающие в кровле разреза III террасы Манорского участка на глубине 0,3–4,8 м, формировались во время последнего каргинского (=липовско-новоселовского) потепления (29–23 тыс. лет назад). Господствовавшие в этот теплый интервал лесотундровые ландшафты претерпели в своем развитии не менее двух фаз: фазу лиственнично-еловых и кедрово-сосновых редколесий и фазу, определяемую датой 24064±1090 лет назад, елово-лиственничных и сосново-кедровых редколесий, чередовавшихся с ерниковыми, ольховниково-ерниковыми и кустарничковыми тундрами. В травяном покрове постоянно участвовали гипоарктические и аркто-альпийские ви-

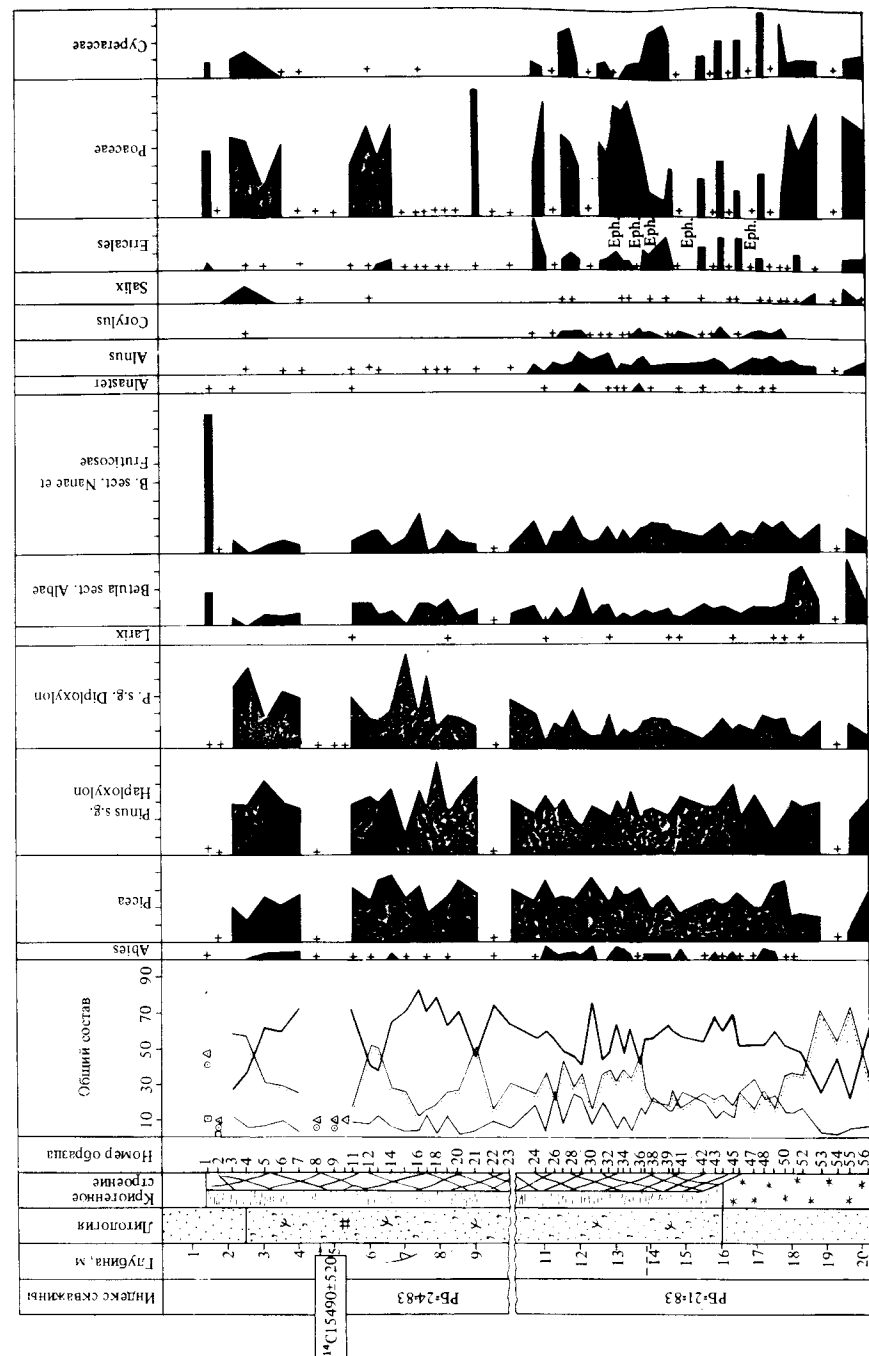


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений II террасы Манорского разреза (аналитики Ю.И. Мешкова и Э.М. Румянцева). Условные обозначения см. рис. 1

ды (*Lycopodium dubium*, *Diphazium alpinum*, *Selaginella sibirica* и *S. selaginoides*).

Исходя из палинологических данных и РУ даты образца на глубине 4,9 м (15490±520 лет назад ГИН-5205), накопление отложений, представленных в толще II террасы Манорского разреза, происходило, начиная с заключительной фазы последнего теплого интервала каргинского времени, до одной из позднесартанских ледниковых стадий (рис. 2). Заключительной фазе липовско-новоселовского потепления, не нашедшей отражения в разрезе III террасы, отвечают пески на глубине 17,9–20,2 м, во время седиментации которых исследуемую территорию занимали южно-субарктические тундры. В долинах среднеямальских рек господствовали ерниковые и ивняково-ерниковые формации и разнотравно-злаковые луговые и лугово-болотные сообщества. В составе изредка встречавшихся древостоев доминировала береза.

Отложения на глубине 10,9–17,9 м отвечают **гыданской стадии сартанского оледенения**. На протяжении этого времени ландшафты Центрального Ямала развивались сначала в криогигротическую, а затем в криоксеротическую субстадии холодного климатического ритма. В криогигротическую субстадию (13,9–17,9 м), датируемую по интерполяционным расчетам 22–20 тыс. лет назад, господствовали перигляциальные тундры или лесотундры, отличавшиеся мозаичным растительным покровом, состоявшим из болотных (сфагновых и кочкарных злаково-осоковых), лугово-болотных (злаково-разнотравных и осоковых) ассоциаций, ерниковых, ольховниково-ерниковых, ивняково-ерниковых и кустарничковых тундр, а также открытых слабозадернованных местобитаний, где ассоциировались *Ephedra*, *Diphazium alpinum*, *Lycopodium dubium* и др. В распадках и других защищенных экотопах встречались участки хвойных редколесий. Криоксеротическую субстадию, датируемую по интерполяционным расчетам примерно 20–18 (18,5) тыс. лет назад характеризуют палиноспектры (10,9–13,9 м), в которых заметно возросло количество пыльцы трав и кустарничков, в частности, злаков, полыни и эфедры. Континентализация климата вызвала усиление криоаридизации и трансформацию перигляциальных тундр в тундрово-аркостепные ландшафты, отличавшиеся господством злаковых, полынно-злаковых, разнотравно-злаковых ценозов с участием ерника, ольховника, кустарничковых ив, эрикоидных кустарничков и широким распространением эродированных экотопов с редкодерновыми сообществами из *Ephedra*, *Diphazium alpinum*, *Lycopodium dubium* и других микро-термных ксеро- и мезоксерофитов. С наступлением рассмотренного интервала связано начало формирования ПЖЛ в толще отложений II террасы.

Следующий, почти столь же длительный этап 18 (18,5) – 15 тыс. лет назад (2,8–10,9 м) отличался смягчением климата и экспансией в центральной ямальной зоне южных субарктических тундр с заметной ролью хвойных редколесий. По усилению в палиноспектрах на глубинах 8,0–9,0 и 5,8–6,8 м доли пыльцы травяно-кустарничковых растений (злаков и полыни) и спор аркто-альпийских видов (*Diphazium alpinum* и

Рис. 2 (окончание)

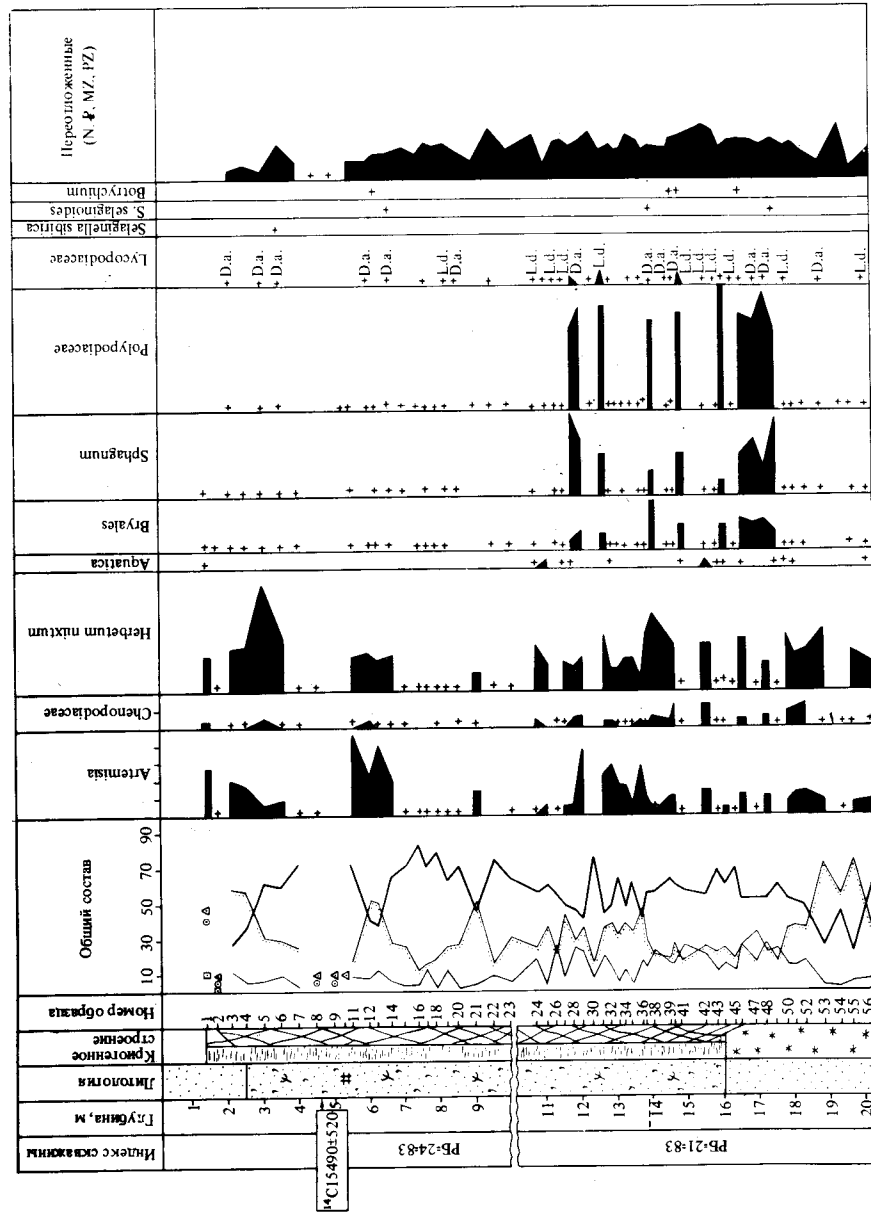
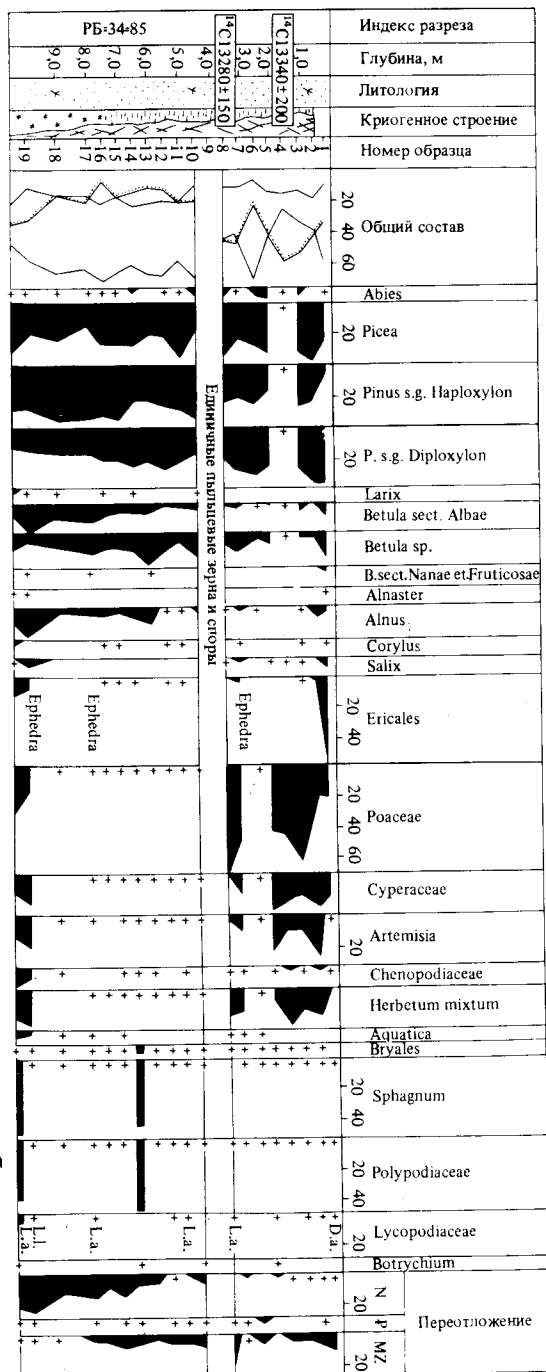


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений II террасы Марресальского разреза на п-ове Ямал (аналитик Ю. И. Мешкова). Условные обозначения см. на рис. 1



Лусорodium dubium) можно предположить существование фаз криоаридизации климата с ландшафтами северо-субарктических тундр примерно 17,0–17,5 и 16,0–16,5 тыс. лет назад. Завершилось формирование II террасы Манорского разреза во время следующей волны похолодания, по ландшафтно-климатическим условиям близкой двум указанным выше. Последнее похолодание было относительно непродолжительным (примерно 15–14,5 тыс. лет назад). Этот вывод можно сделать по результатам палинологического анализа песчано-пылеватых отложений, вскрываемых в обнажении II террасы в районе полярной станции Марресале на Западном Ямале (рис. 3). Здесь под толщей, датированной радиоуглеродным методом 13340 ± 200 (ГИН-5196) и 13280 ± 150 (ГИН-5197), формировавшейся в ландшафтах южной полосы субарктических тундр с господством осоково-злаковых, разнотравно-злаковых и злаково-попынных ценозов, залегают осадки на глубине 4,0–9,5 м, характеризующиеся палиноспектрами лесотундрового типа. Их накопление происходило примерно 14,5–13,5 тыс. лет назад, когда редкостойные елово-лиственничные леса с примесью кедра сибирского, сосны обыкновенной и березы достигали среднеламальских широт.

Таким образом, формирование отложений с сингенетическими ПЖЛ в Западной Сибири началось в конце казанцевского межледникового, сразу после отступления морского бассейна. В плейстоцене выделено два крупных этапа едомонакопления, соответствующих времени формирования II и III террасовых уровней региона. Завершение образования III террасы, врез гидросети и начало аккумуляции отложений II террасы приходится на теплую часть каргинского интервала – липовско-новоселовское потепление (29–23 тыс. лет назад). Накопление едомных отложений II террасы сменилось врезом гидросети в позднесартанское время – 13,0–13,5 тыс. лет назад. С достаточной определенностью в толще послеказанцевских отложений III и II террас идентифицируются пять интерстадиалов – три среднезырянских (каргинских) и два верхнезырянских (сартанских). Заключительные интерстадиалы сартанского времени запечатлены, по-видимому, в отложениях I террасы.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А. Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазоносного региона. Уточненная стратиграфическая основа. Новосибирск: ИГиГ, 1987. 52 с.
- Архипов С.А., Вотах М.Р. К проблеме выделения раннезырянских межстадиалов в Западной Сибири // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989. С. 138–142. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 668).
- Болиховский В.Ф. Едомные отложения Западной Сибири // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 128–136.
- Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1984. Вып. 53. С. 28–35.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 254 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 257.)

А.А. Андреев, В.А. Климанов, Л.Д. Сулержицкий

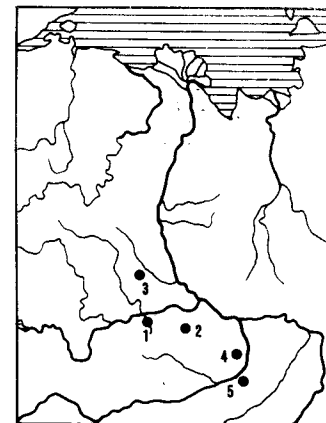
ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 11 000 ЛЕТ

Существовавшие до последнего времени данные по истории растительности и климата Центральной Якутии в позднеледниковье и голоцене фрагментарны и часто противоречивы (Гитерман, 1963; Хотинский, 1977; Мочанов, Саввинова, 1980; Томская, 1981; Андреев и др., 1989). В связи с этим представляют интерес данные палинологического и ^{14}C анализов, полученные по 5 разрезам озерных отложений в бассейне среднего течения рек Лены и Вилюя (рис. 1). Все озера термокарстового происхождения бессточные (кроме оз. Богуда), глубина 1–1,5 м, мощность отложений 4,4–7,4 м. Пробы отбирались торфяным буром, 10-сантиметровыми интервалами, в центральных частях озер, где обнаруженная мощность была наибольшей. Обработка образцов на палинологический и ^{14}C анализы велась стандартными методами.

Датирование проведено по пробам сапропелей. Неожиданно выяснилось, что их органическое вещество при лабораторной обработке растворяется и в кислой, и в щелочной среде. Соответственно традиционные операции удаления привнесенных гуминовых кислот и выделения в щелочных вытяжках углерода для датирования не могли быть проведены. Однако, учитывая малую вероятность попадания в достаточно мощные донные осадки мигрирующей органики (что определялось вязкостью гидрогеологических процессов в зоне многолетней мерзлоты), была принята следующая процедура выделения углерода. Пробы высушивались, обугливались и обрабатывались плавиковой кислотой для удаления силикатов. Измерение концентрации ^{14}C в полученном углероде велось в фазе бензола радиометрически.

В результате изучения проб получено: 1 – по разрезу Хомустах (озеро расположено на 2-й террасе р. Вилюй) – 9 радиоуглеродных датировок и спорово-пыльцевая диаграмма, охватывающая весь голоцен, а также аллерд и поздний дриас; 2 – по разрезу Богуда (озеро расположено на 5-й террасе р. Вилюй) – 8 радиоуглеродных датировок и спорово-пыльцевая диаграмма от предбореального периода голоцена до настоящего времени; 3 – по разрезу Мадьягара (озеро расположено на 5-й террасе р. Вилюй) – 7 радиоуглеродных датировок и спорово-пыльцевая диаграмма от середины атлантического периода до настоящего времени; 4 – по разрезу Чабада (озеро расположено на левобережной приленской эрозионно-аккумулятивной равнине) – 5 радиоуглеродных датировок и спорово-пыльцевая диаграмма от атлантического периода до настоящего времени; 5 – по разрезу Нуочага (озеро расположено на 6-й террасе р. Лена) – 5 радиоуглеродных датировок и спорово-пыльцевая диаграмма от конца атлантического периода до настоящего времени. На основе полученных данных была проведена реконструкция динамики растительного покрова Центральной Якутии в позднеледниковье и голоцене.

Рис. 1. Схема расположения разрезов



По каждому палинологическому спектру исследованных разрезов с помощью информационно-статистического метода (Климанов, 1976) были также выполнены палеоклиматические реконструкции средних температур июля, года и средней годовой суммы осадков. Используемая методика не позволяет количественно определить температуры ниже -34°C , а в районе исследований средние температуры января сейчас ниже -38°C , поэтому их оценка дается на основе средних температур июля и года.

Количественные реконструкции температур и осадков в определенные периоды голоцена по разным разрезам оказались в основном сходными. Наблюдаемые отличия могут быть связаны как с расположением разрезов в разных климатических районах, так и с ошибками реконструкций, которые, по нашим оценкам, составляют для средних температур июля и года $\pm 0,6^\circ\text{C}$, а среднегодовых осадков $\pm 25\text{ мм}$. На основе радиоуглеродных датировок и палеоклиматических кривых были построены осредненные палеоклиматические кривые в шкале времени (рис. 2). Для январских температур палеоклиматическая кривая дается пунктиром в виду качественного характера реконструкций. Палеоклиматические реконструкции приводятся в отклонениях от современных значений климатических показателей, средние температуры июля по Центральной Якутии равны $14-18^\circ\text{C}$, января ниже -38°C , года $-10\div-12^\circ\text{C}$, годовая сумма осадков 250–300 мм.

В аллерде (Al), около 11 тыс. лет назад на территории Центральной Якутии преобладали степные группировки с большим участием полыней, злаков, василистников, маревых, гвоздичных, подмаренников. Обширные площади занимали ерниковые заросли, состоявшие, как и в настоящее время, из березы тощей и кустарниковой. Леса произрастали, вероятно, только в пойме и на более благоприятных участках рельефа. Они были подобны современным остепненным березнякам (чаранам) и лиственничникам. Климатические условия были довольно суровыми; осредненные палеоклиматические кривые представлены на рис. 2.

В позднем дриасе (Dr-3), на норильской стадии сартанского оледенения (11–10,3 тыс. лет назад), значительно увеличиваются площади, занимаемые степными полынно-злаково-разнотравными ассоциациями. Ерниковая и особенно лесная растительность в значительной степени деградировала, свидетельствуя о значительном ухудшении климата. Рубеж между позднеледниковым временем и голоценом (Dr-3/PB) четко выделяется по резкому увеличению роли лесной растительности, как и в других районах Северной Евразии, около 10,3–10 тыс. лет назад.

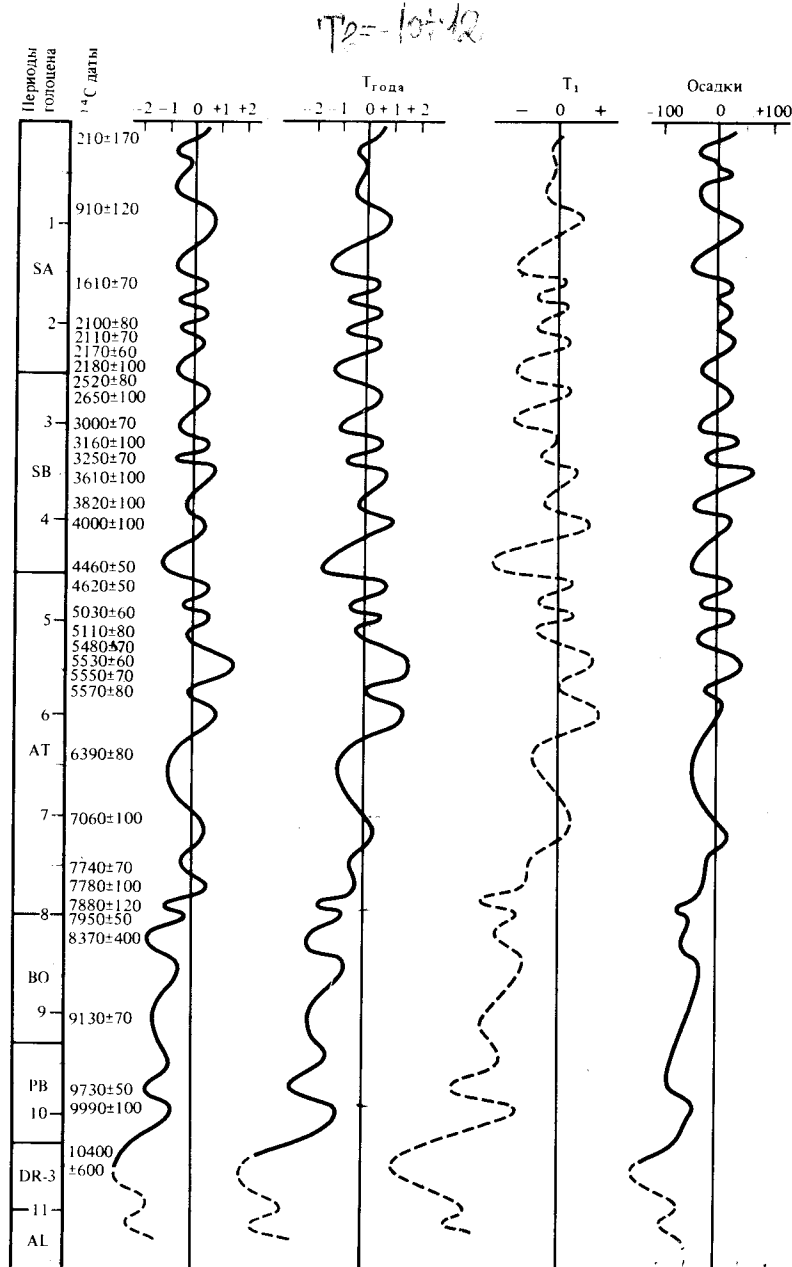


Рис. 2. Осредненные палеоклиматические кривые (Центральная Якутия), построенные в шкале времени

Пребореальный период можно подразделить на три фазы. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, лиственнично-березовые леса, существовавшие в начале пребореального периода, оставались сильно остепненными. Значительные площади занимали ерники и степные ассоциации, исчезнувшие в окрестностях оз. Хомустьях около 9800 лет назад. Максимум первого пребореального потепления, соответствующего половецкому потеплению Н.А. Хотинского (1977), приходится на 10 тыс. лет назад. Вторая фаза, соответствующая переславскому похолоданию 9800–9700 лет назад, характеризуется усилением ерниковых зарослей. В растительности преобладали березовые и лиственнично-березовые леса с участием ольховника, чередующиеся с ерниками и степными ценозами. В конце пребореального периода, после 9600 лет назад (третья фаза), в растительном покрове господствовали лиственничные и лиственнично-березовые леса. Значительные площади занимали ерники из березы тощей и кустарниковой. В окрестностях оз. Богуда несколько сокращаются степные ценозы, что свидетельствует о смягчении климата.

Пребореально-бореальный рубеж (PB/BO) фиксируется около 9300 лет назад по дальнейшему развитию лиственничных лесов с большим участием березы плосколистной, в составе которых, возможно, встречались отдельные деревья сосны. Бореальный период (BO) четко разделяется на три фазы. В первую треть периода (BO-1) кустарниковые ценозы частично сокращают свои площади, полынно-злаковые группировки, еще игравшие в пребореальное время значительную роль в окрестностях оз. Богуда, сильно деградируют. В середине бореального периода (BO-2), около 8500 лет назад, отмечается значительная деградация ерниковых формаций. Господствующим типом растительности оставались лиственничные и лиственнично-березовые леса, но и их составе появляются сосна и ель, которые, возможно, образовывали и чистые древостои. В максимум потепления, в так называемый термический максимум, выделяемый в Северной Евразии (Хотинский, 1977), температурные показатели и осадки были чуть ниже современных. В конце бореального периода (BO-3) отмечаются сокращение сосновых и еловых древостоев и восстановление ерниковых зарослей. Фиксируемое похолодание, коррелируемое нами по радиоуглеродным данным с новосанчуговским (8300–8300 лет назад), отмечается во многих районах Северной Евразии, в том числе в Центральной и Южной Якутии (Мочанов, Саввинова, 1980).

Бореально-атлантический рубеж (BO/AT) хорошо прослеживается около 8000 лет назад по усилению роли древесной растительности и сокращению кустарниковых ценозов; в окрестностях оз. Богуда почти полностью исчезают полынно-злаковые ассоциации. Палеоклиматические реконструкции показывают потепление около 8000 лет назад. Около 7900 лет назад отмечается увеличение площадей, занимаемых ерниковыми ценозами, что свидетельствует о кратковременном похолодании. Около 7800 лет назад наблюдается деградация кустарниковых ценозов, значительное участие в лиственничных и лиственнично-березовых лесах принимает сосна и ель. В окрестностях оз. Богуда окончательно исчезают травянистые ценозы с участием степных видов. Изменение расти-

тельности говорит о потеплении. Между 7800 и 7200 лет назад палеоклиматические реконструкции выявляют одно похолодание. Кустарниковые ценозы в это время несколько увеличивают площади. В конце первой трети атлантического периода (АТ-1) вновь повышается роль древесной растительности (лиственничных лесов с участием сосны и березы), что говорит о потеплении.

В середине атлантического периода (АТ-2) 7000–6000 лет назад отмечается усиление кустарниковой растительности, значительно сокращается участие ели и сосны в лиственничных и лиственнично-березовых лесах. Максимум вызвавшего эти изменения растительности похолодания приходится, как и во многих районах Северной Евразии, примерно на 6400 лет назад. В последней трети атлантического периода (АТ-3) 6000 лет назад происходит массовое развитие сосновых лесов в Центральной Якутии. С этого времени сосновые леса доминируют на песчаных почвах. На тяжелых суглинистых почвах продолжают господствовать лиственничные леса. Климат последней трети атлантического периода был также благоприятен для развития еловых древостоев (главным образом в поймах рек). Минимальные площади за послеледниковую историю занимали ерниковые ценозы.

Палеоклиматические реконструкции выявляют ряд колебаний климата: 4 потепления и 3 разделяющих их относительных похолодания. Максимум потепления отмечается около 5500 лет назад. Средние температуры были выше современных примерно на 1,5°, осадков выпадало на 50 мм больше.

Атлантико-суббореальный рубеж (АТ/СВ) прослеживается по значительному сокращению еловых древостоев, отчасти сосновых и увеличению площадей, занимаемых кустарниковыми ценозами. Максимум похолодания фиксируется около 4500 лет назад. Около 4000 лет назад в раннесуббореальную фазу (СВ-1) отмечается сокращение кустарниковых зарослей, восстановление сосновых и, отчасти, еловых древостоев. Палеоклиматические реконструкции свидетельствуют о небольшом потеплении. Сокращение древесной растительности около 3800 лет назад свидетельствует о похолодании. Около 3500 лет назад в Центральной Якутии, как и повсюду с Северной Евразии, наблюдается улучшение климатических условий (так называемый суббореальный климатический оптимум голоцена, СВ-2). Усиливается роль древесной растительности, восстанавливаются ельники. Господствующим типом растительности были лиственничные леса с участием березы, сосны и реже ели, на песчаных доминировали сосновые древостои.

Сокращение еловых древостоев и усиление кустарниковой растительности произошло около 3300 лет назад в поздне-суббореальную фазу. В растительности преобладали лиственничные леса с участием березы, сосны и сосновые леса. Палеоклиматические реконструкции говорят о кратковременном похолодании, подобное похолодание фиксируется и около 3000 лет назад.

Суббореально-субатлантический рубеж (СВ-СА) хорошо фиксируется по усилению кустарниковой растительности около 2500 лет назад. Па-

леоклиматические реконструкции свидетельствуют о похолодании в это время. Растительный покров Центральной Якутии в субатлантическое время не отличался от современного. Основную массу лесов составляли лиственничники, лиственнично-березовые и сосновые леса. В поймах рек, как и в настоящее время, встречались чистые еловые леса. Значительное участие в растительном покрове принимали кустарниковые ценозы. В похолодание роль кустарниковой растительности возрастала, а в потепление снижалась. Наиболее значительным было потепление около 1000 лет назад в малый климатический оптимум голоцена (СА-2). В это время отмечалось значительное развитие еловых древостоев. До этого потепления палеоклиматические реконструкции выявляют еще три потепления. Первое из них произошло около 2300–2200 лет назад, третье – около 1700–1600 лет назад. Из-за отсутствия ^{14}C датировок можно лишь предположить, что небольшое потепление, наступившее после похолодания около 2100 лет назад, и последующее похолодание произошли между 2000–1700 лет назад.

В похолодание (малый ледниковый период), наступившее после малого климатического оптимума голоцена (после 1000 лет назад), средние температуры были близки современным и только для июля были ниже современных на 1°; осадков выпадало примерно на 50 мм меньше, чем в настоящее время. Имеющиеся данные свидетельствуют о восстановлении еловых древостоев и улучшении климата, произошедшем, вероятно, по окончании малого ледникового периода.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. и др. Хронология ландшафтно-климатических изменений Центральной Якутии в голоцене // Палеоклиматы позднеледникова и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 116–121.
- Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 78.
- Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1976. № 2. С. 92–98.
- Климанов В.А., Шофман И.Л. О климатических изменениях верхнего плейстоцена и голоцена Западной Якутии // Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 38–47.
- Мочанов Ю.А., Саввинова Г.М. Природная среда обитания человека в эпоху камня и ранних металлов Якутии (по материалам археологических памятников) // Новое в археологии Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1980. Вып. 3. С. 14–27.
- Томская А.И. Палинология кайнозоя Якутии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 221.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

И.Д. Данилов, О.Б. Парунин,
В.А. Марьенко, А.Б. Чугунов

ВОЗРАСТ МЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЗАЛЕЖЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ (север Западной Сибири)

Север Западной Сибири — это область практически сплошного распространения вечномерзлых толщ горных пород, температура которых достигает -9° — -10° С, а мощность 300–450 м и более (Геокриология СССР, 1989). Характерная черта криогенного строения четвертичных отложений региона — наличие в них залежей подземных льдов линзовидной и пластовой форм, имеющих поперечник по вертикали до 30–50 м, а протяженность по латерали в несколько сотен метров, возможно, первые километры. Возраст мерзлых толщ и происхождение залежей подземных льдов в них служат предметом острой дискуссии. Конкурируют две основные альтернативные концепции. Согласно первой из них, содержащие залежи подземных льдов мерзлые толщи разновозрастны, а слагающие их осадки накапливались в морских бассейнах, возникавших на севере Западной Сибири в плейстоцене неоднократно в результате трансгрессий Полярного бассейна (Данилов, 1978). Образование пластовых залежей льда в этом случае связывается с процессом промерзания донных морских осадков сверху после выхода территории из-под уровня водоема седиментации и с миграцией подземной влаги снизу вверх под действием температурных градиентов и криогенных напоров (Дубиков, 1982). Высказаны также представления о возможности формирования пластовых залежей льда непосредственно в условиях морского дна, вследствие проявления в слагающих его осадках процесса подводного криогенеза (Попов, 1984; Данилов, 1989).

Согласно второй концепции, мерзлые толщи плейстоценовых отложений — это изначально мерзлые морены последнего, позднеплейстоценового покровного оледенения, возраст которого оценивается в диапазоне 14–18 тыс. лет, а пластовые залежи ледяного состава — захороненные в моренных толщах остатки реликтового глетчерного льда, распространяющегося на север Западной Сибири из пределов Карского моря (Кап-лянская, Тарноградский, 1977; Соломатин, 1986).

Данные по абсолютному возрасту мерзлых отложений и изотопному составу пластовых залежей подземных льдов в них в определенной степени способствуют решению названной проблемы. Изученные нами разрезы находятся в северо-западной части п-ова Ямал — район мыса Харасавэй, бассейн р. Надуйяха. Они занимают ключевое положение с точки зрения существующей дискуссии, поскольку находятся вблизи предполагаемого центра западносибирского покровного оледенения — Карский центр или даже внутри этого центра — Карско-Ямальский центр.

Полуостров Ямал, как и север Западной Сибири в целом, отличается яркостью аккумулятивного рельефа (Трофимов и др., 1975; Данилов, 1978; Геокриология СССР, 1989; и др.), абсолютные высоты которого колеблются от 1–2 м на низких лайдах морских побережий до 85–95 м в центральной части района. Сам по себе факт наличия разновозрастных аккумулятивных геоморфологических уровней, имеющих характерное геологическое строение, свидетельствует о справедливости концепции преимущественно морского происхождения слагающих их отложений. Выделяются несколько аккумулятивно-геоморфологических уровней. Наиболее высокий и древний — уровень салехардской морской равнины, которая датируется обычно средним плейстоценом. Ниже, на преимущественных высотах 60–70 и 40–60 м, располагаются казанцевская и зырянская морские равнины, возраст которых — первая половина позднего плейстоцена. Перечисленные уровневые поверхности имеют пространственную выдержанность и широкое площадное распространение. Вдоль морских побережий в них вложены три морских террасовых уровня, невыдержанными полосами окаймляющих полуостров, на преимущественных абсолютных высотах 25–35; 12–18 и 6–8 м. Возраст третьего, наиболее высокого из них, оценивается как зырянско-каргинский (Трофимов и др., 1975), каргинский (Васильчук и др., 1984) или каргинско-сартанский (Данилов и др., 1990); второго — как сартанский или каргинско-сартанский и, наконец, самого низкого — как голоценовый. Наиболее широко залежи подземных льдов пластового типа распространены в отложениях третьего и второго террасовых уровней.

Третий террасовый уровень имеет неоднородное литолого-фациальное строение. Можно обобщенно выделить три основные его разновидности. Первая — аллювиально-дельтовые пески с многочисленными просями аллохтонного торфа и растительного детрита, которые сочетаются в пространстве с дельтово-ваттовыми песчано-илогато-торфянистыми осадками. Для этой литофациальной разновидности характерны вертикальные ледяные жилы протяженностью до 25–30 м, возраст ее по ^{14}C от 30 до 22 тыс. лет (Васильчук и др., 1984; Данилов и др., 1990). Вторая — ленточно-слоистые алевриты пойменно-дельтового и лагунно-эстуарного типов, третья — прибрежно-морские отложения. Характерные разрезы именно последней литофациальной разновидности были исследованы криолитологическим и изотопными методами.

Изученные разрезы расположены на берегах оз. Тюрин-То в бассейне р. Надуйяха. Они вскрывают строение поверхности (20–25 м абс.), сложенной толщей мерзлых пород с пластовыми залежами подземных льдов (рис. 1). Видимая мощность толщи составляет 20 м, нижняя ее часть представлена опресненными морскими глинами темно-серого цвета, плотными, оскольчатыми, содержащими единичные включения гравия, гальки, мелкие валунчики, а также захороненные обломки древесины, мелкие тонкостенные раковины арктического вида морских моллюсков *Portlandia arctica* (Gray) и пяти видов фораминифер *Haynesina orbicularis* (Brady), *Cribronion obscurus* Gudina; *Protelphidium orbiculare* (Brady); *Elphidium subclavatum* Gudina; *Criboelphidium goësi* Stschedrina

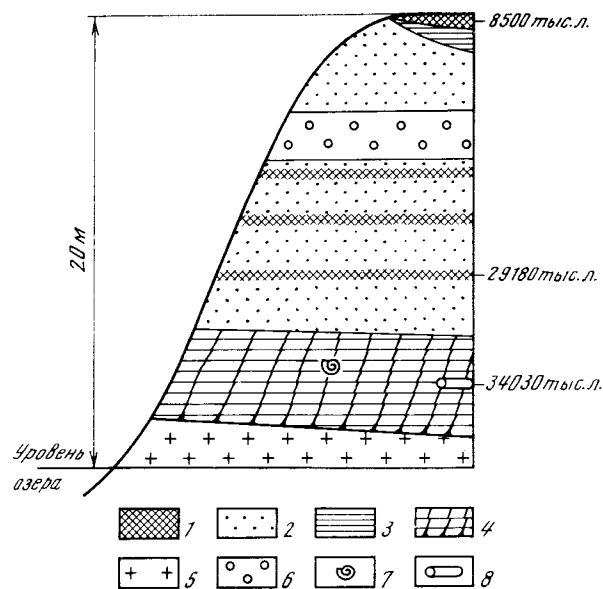


Рис. 1. Обобщенный разрез террасовой поверхности (абс. выс. 20–25 м) в районе оз. Тюрин-То, п-ов Ямал

1 — торф; 2 — пески прибрежно-дельтовые и аллювиально-озерные; 3 — глины озерные, оторфованные; 4 — глины морские с мелкими прослойками (шлярами) льда; 5–6 — пластовые залежи подземного льда (5 — лед прозрачный стекловидный, 6 — лед белый сахаровидный); 7 — остатки фауны морских моллюсков и фораминифер; 8 — остатки древесины

определения Г.Н. Недешевой. Кровля глин очень неровная, поэтому видимая мощность их колеблется в широких пределах, и они то уходят под урез воды озера, то поднимаются над ним на высоту 10–15 м. Вверх по разрезу глины переходят в мелкозернистые пески с прослойками растительного детрита и аллохтонного торфа, костными остатками крупных млекопитающих (мамонт) и разнообразной слоистостью — горизонтальной, волнистой, косой (фации прибрежных дельтовых и аллювиально-озерных осадков). Минеральный состав песков олигомиктовый, слюдисто-полевошпатово-кварцевый, мощность 5–10 м.

Благодаря наличию органических остатков в глинах и песках удалось возможным установить их возраст радиоуглеродным методом. В глинах материалом для анализа послужил сравнительно небольшой обломок древесины кустарникового типа, возраст которого по ^{14}C 34030 ± 400 лет (МГУ-1011). В вышележащих песках анализировался аллохтонный торф и растительный детрит, образующие линзовидные прослои. Возраст этого органогенного материала оказался равен 29180 ± 2380 лет (МГУ-1118). В названные толщи, слагающие основной разрез террасовой поверхности, вложены торфяно-глинистые осадки термокарстовых котловин — хасыреев, возраст которых 8500 ± 400 лет (МГУ-1119), т.е. ранне-

голоценовый. Таким образом, время формирования террасы с учетом данных как по прибрежно-морским, так и аллювиально-лайдово-дельтовым осадкам, укладывается в диапазон от 35 до 20 тыс. лет, т.е. соответствует времени каргинской трансгрессии на севере Западной Сибири, продолжавшейся примерно от 50–45 до 20 тыс. лет назад (Данилов, 1987).

Песчаные и глинистые разности отложений III террасы практически повсеместно содержат пластовые залежи подземных льдов, мощностью до 20–25 м, кровля которых залегает на глубинах от 3–5 до 10–15 м ниже дневной поверхности. Достаточно четко выделяются две морфологические разновидности льда. Глинам с морской фауной свойственны залежи, которые слагает лед стекловидный, прозрачный, плотный, содержащий небольшие комочки литифицированной глины. В самих глинах прослеживается сеть субгоризонтальных и субвертикальных прослоек (шляров) такого же чистого прозрачного льда. Субвертикальные крутонаклонные ледяные прослойки соединяются со льдом залежей (рис. 2). Близ контакта толщина этих прослоек 1–2 см, а на удалении от него сокращается до 1–3 мм, при этом соответственно уменьшается также и общая льдистость отложений от 40–50 до 20%. Лед залежей состоит из крупных (средний размер 6 см) неправильных кристаллов с неупорядоченной ориентировкой оптических осей.

Верхней песчаной толще свойственны залежи, сложенные белым сахаровидным льдом, содержащим большое количество газовых пузырьков, которые составляют иногда до 30% его объема. Размеры кристаллов льда относительно небольшие, в среднем 3,5 см, но встречаются и более крупные до 10 см; ориентировка их оптических осей неупорядоченная.

Как прозрачные, так и сахаровидные льды являются ультрапресными с общей минерализацией в среднем 30 мг/л и с карбонатно-хлоридным типом засоления. В тонких прослоях-шлярах из морских глин минерализация выше и достигает 149 мг/л, тип засоления натрий-кальций-магний-хлоридный.

Изотопный состав льдов пластовых залежей в глинах и песках оказался очень стабильным, все значения $\delta^{18}\text{O}$ укладываются в интервал от $-18,2$ до $-19,5\%$. В то же время в прослоях-шлярах льда из глин ^{18}O составило $-4,7\%$, что вкуче с данными по солености позволяет говорить о различных источниках влаги при образовании пластовых залежей и шляров льда. Источником влаги в первом случае были "легкие" воды атмосферного происхождения, а во втором — "тяжелые" иловые воды донных морских глинистых осадков. При изучении изотопного состава льдов пластовых залежей определялось также содержание трития. Этот метод показал, что приповерхностные части пластовых залежей на глубину 2–3 м от их кровли обогащены тяжелым изотопом водорода. Согласно аналитическим данным, лед здесь примерно на 10–12% состоит из "молодой" влаги. Данный факт свидетельствует, что в настоящее время в приповерхностной части вечномёрзлых пород толщиной в первые метры идет процесс обмена влагой между ними и слоем сезонного оттаивания.



Рис. 2 Фрагмент пластовой залежи прозрачного стекловидного льда темного цвета (правая нижняя часть снимка), от которой отходят крутонаклонные субвертикальные прослойки льда толщиной 1–2 см (размер отснятой поверхности 2×3,5 м)

Отложения II морской террасы обрамляют преимущественно западную и северо-восточную окраины полуострова. Они представлены главным образом толщей, имеющей двучленное строение: в верхней части состав ее в основном глинисто-суглинистый, а в нижней – песчаный. В изученных разрезах на северо-западе полуострова в районе пос. Харасавэй терраса имеет следующее характерное строение. Приповерхностную часть террасы слагают суглинки мощностью 0,5–1,5 м, переходящие ниже в четкое горизонтальное ленточноподобное переслаивание песка мелко- и тонкозернистого, пылеватого и суглинка общей мощностью 3,0–3,5 м. Для отложений характерны единичные экземпляры раковин фораминифер, представленных двумя видами: *Haynesina asterotuberculatum* (Voorthuysen) и *Retroelphidium subclavatum* Gudina определения Г.Н. Недешевой. Суглинистый и песчано-суглинистый состав отложений и единичные раковины фораминифер свидетельствуют скорее всего об их накоплении в условиях мелководной опресненной лагуны.

Нижняя половина видимого разреза террасы протяженностью 5–7 м сложена песками мелко- и тонкозернистыми, характеризующимися сложной пластически деформированной слоистостью с разнообразными "затеками", "смятиями", "языковидными натеками" и т.п. Песок в целом является высоко льдонасыщенным и представляет собой по существу ледо-грунт, в котором ледовая часть составляет в среднем 50–60% объема.

На этом фоне выделяются языки, линзы и прослои более "чистого" льда, доля которого возрастает до 80–90% объема породы. Деформированный характер льдонасыщенных отложений служит основанием для отнесения их к изначально мерзлым моренам песчаного состава (Каплянская, 1982). Вместе с тем тщательное изучение текстурных особенностей ледо-песчаной породы свидетельствует, что это особенности возникли частично в процессе ее накопления на стадии седиментогенеза на дне водного бассейна (Данилов, 1986), а частично связаны с промерзанием водонасыщенных полужидких пылеватых и, следовательно, тиксотропных мелко- и тонкозернистых песков. Природа их в последнем случае действительно вторичная, постседиментационная, но криогенная, а не гляциальная. По химическому составу лед, цементирующий песок, магнево-кальциевый хлоридно-карбонатный, общая минерализация его низкая и колеблется от 65 до 190 мг/л.

Согласно результатам изотопно-кислородного анализа, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в достаточно широких пределах от –17,2 до –21,7‰, соответствуя в целом "легким" водам атмосферного происхождения, которые, по-видимому, циркулировали в толще песчаных осадков перед их промерзанием. По сравнению со льдами из отложений III террасы значения $\delta^{18}\text{O}$ ниже, что позволяет в предположительной форме говорить о более низких среднегодовых температурах (преимущественно за счет зимних) во время формирования осадков II террасы и сопоставлять это время с сартанским криохроном. Количество трития во льдах II террасы низкое, составляет всего 1–8 тритиевые единицы, что свидетельствует об отсутствии обмена влагой с современным слоем сезонного оттаивания.

РТЛ ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И ПЛАСТОВОГО ЛЬДА В ОПОРНОМ РАЗРЕЗЕ ЛЕДЯНАЯ ГОРА (нижний Енисей)

Неоднозначная трактовка обнажения Ледяная Гора с крупнейшей залежью подземного льда объясняется малым числом абсолютных дат и очевидными пробелами в отношении геологических, в первую очередь аналитических, данных (Соломатин, 1986; Астахов, 1987; Шполянская и др., 1987; Кузнецова, Карпов, 1989). Широко признано разделение разреза на нижнюю диамиктоновую часть, вмещающую ледяной пласт, среднюю безвалунную и наиболее маломощную верхнюю диамиктоновую, обычно принимаемую за склоновые образования, части (рис. 1)¹. Только у немногих авторов, например у В.И. Астахова (1987), средний интервал представлен в основном диамиктоном, что не подтверждается подробными описаниями осадков (Шполянская и др., 1987; Кузнецова, Карпов, 1989) и нашими материалами. Оба образца (2 и 3, см. рис. 1), согласно авторской класси-

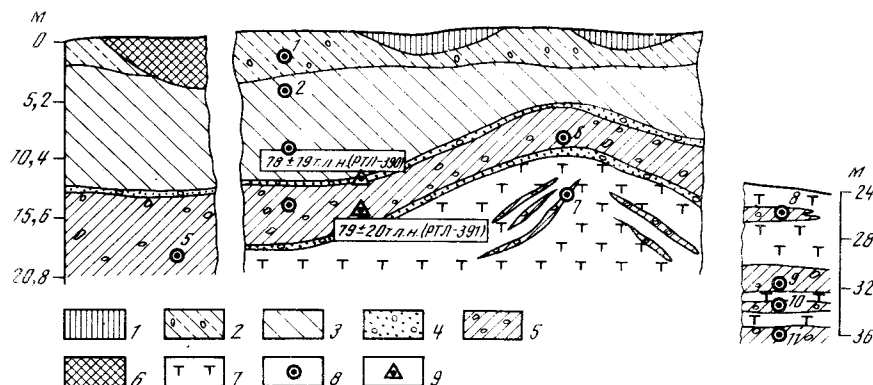


Рис. 1. Геологическая схема обнажения Ледяная Гора

1 — супесь тяжелая, суглинок легкий — пылеватые, коричневатожелтые, неяснослоистые; 2 — то же — желтоватокоричневые, неяснослоистые, с гравием, галькой и валунами (диамиктон); 3 — глина, суглинок тяжелый — пылеватые, темно-серые, слоистые; 4 — песок разномерный с гравием и галькой; 5 — суглинок тяжелый, реже средний, глина, местами пылеватая — темно-серые, с гравием, галькой и валунами (диамиктон); 6 — торф; 7 — пластовый лед; 8 — точки отбора грунтовых проб; 9 — точки определения абсолютного возраста пород

¹ Наши названия тонкодисперсных пород, отличающиеся от применяемых другими авторами, основаны на гранулометрических анализах, выполненных на две трети в одной лаборатории (ВСЕГИНГЕО), и соответствуют общепринятой классификации В.В. Охотина (Грунтоведение ..., 1983). Термин "диамиктон" в комментарии не нуждается, но требует конкретизации при практическом употреблении (см. ниже).

Таким образом, исследованные пластовые залежи подземных льдов приурочены к отложениям разновозрастных и различно построенных морских террас: III — каргинской и II — сартанской, а не залегают в разновозрастных ледниковых моренных накоплениях. Все исследованные залежесодержащие осадки являются послезырянскими. Следовательно, с точки зрения реликтово-глетчерного происхождения пластовых залежей подземных льдов речь может идти об их связи только с последним позднеплейстоценовым — сартанским оледенением севера Западной Сибири. Однако возраст отложений III террасы и, естественно, залежей льдов в них — досартанский. И, хотя II терраса соответствует по возрасту сартанскому криохрону, происхождение слагающих ее осадков прибрежно-морское. Таким образом образование пластовых залежей подземных льдов на п-ове Ямал связано с промерзанием бассейновых осадков и их криогенным преобразованием. Источником влаги, из которой возникли мелкие прослойки-ширы в морских глинистых осадках, служат захороненные в них иловые соленые воды. Влага, из которой формировался лед крупных залежей, связана с пресными подземными водами свободного водообмена.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т. Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1984. № 53. С. 28—35.
- Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
- Данилов И.Д. Дислокации в мерзлых, содержащих пластовые льды плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М.: Наука, 1986. С. 28—41.
- Данилов И.Д. О гипотезе покровного оледенения арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 2. С. 80—88.
- Данилов И.Д. Криогенно-диагенетические образования в осадках полярных морей // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 3. С. 132—136.
- Данилов И.Д., Парунин О.Б., Полякова Е.И. Происхождение и возраст "ледового комплекса" на севере Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 1. С. 72—77.
- Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1982. С. 24—42.
- Каплянская Ф.А. Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ова Ямал у пос. Харасавэй // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1982. С. 71—80.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. К проблеме образования залежей реликтового глетчерного льда и сохранения изначально мерзлых морен // Изв. ВГО. 1977. Т. 109, № 4. С. 314—319.
- Попов А.И. О дислокациях и криолитообразовании в плейстоцене северной Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984, № 3. С. 3—9.
- Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
- Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Полуостров Ямал: (Инженерно-геологический очерк). М.: Изд-во МГУ, 1975. 278 с.

Таблица 1

Средние гранулометрические показатели пород
в обнажении Ледяная Гора

Номер образца	Состав	d	H_r	Номер образца	Состав	d	H_r
1	Диамиктон	0,36	0,76	6	Диамиктон	0,13	0,78
2	Промежуточные породы	0,06	0,57	7	"	0,90	0,78
				8	"	0,43	0,89
3	То же	0,03	0,61	9	"	0,39	0,85
4	Диамиктон	1,31	0,92	10	"	0,21	0,80

Примечание. Критерии классификации пород (для табл. 1 и 2): диамиктон — $H_r > 0,55-0,65$; $d \geq 0,1$; $H_r > 0,65$, $d \geq 0,05$; промежуточные породы — $H_r > 0,50-0,55$, $d \geq 0,1$; сортированные породы — $H_r \leq 0,50$.

Таблица 2

Средние гранулометрические показатели
эталонных диамиктона

Место отбора проб	Количество определений	d	H_r
Антарктида, Шпицберген, Приполярный Урал, Северный Таймыр и др.; континентальные морены	18	3,94	0,81
Устье Печоры, скв. 2, абс. выс. 96 м; ледово-морские отложения	23	0,16	0,72
Мыс Челюскин, бухта Поландера; современная осушка	1	0,46	0,88

фикации, представляют осадки промежуточной категории (табл. 1, 2), что основано на одновременном учете средней крупности частиц (d , мм), их сортированности (H_r) и опыта разделения на сортированные и несортированные породы по визуальным признакам.

Основной вывод из таблицы — отсутствие какого-либо сходства диамиктона Ледяной Горы по крупности с континентальными моренами при значительной близости его к глубоководным и особенно предбереговым ледово-морским отложениям. В то же время сама по себе сортированность пород оказывается малозначимым генетическим признаком.

Изучение состава поглощающего комплекса пород как наиболее надежного свидетеля их генезиса выявило опресненно-морской характер среды формирования отложений средней части разреза (табл. 3, обр. 3–7).

Помимо самих значений $K_{щ}^1$ важна также закономерность их изменения, рисующая полный цикл с минимумами в его начале и конце и максимумом в середине. Очевидно, что в случае унаследования мореной состава гипотетических подстилающих морских отложений наиболее мористой должна была бы оказаться ее нижняя часть. Однозначный вывод о присутствии морских осадков следует также из данных анализа водной вытяжки. Заметим, что породы трапповой формации и известняки, определяющие минералого-петрографический фон енисейского Севера, находятся вне подозрения как источники высокого содержания щелочных инградиентов в осадочных толщах (Крупник и др., 1990). Повышенные значения кальциево-магниевого отношения в обр. 3–7 (табл. 3) по сравнению с таковыми в континентальных локальных эталонах (в составе поглощающего комплекса последних Ca^{2+}/Mg^{2+} равно 1,8–1,9; по данным водной вытяжки — 1,3–1,7) есть следствие размыва древних карбонатных серий.

Оценка сортированности в непрерывных спектрах песчано-пылеватых зерен обломочных минералов однозначно показывает неморенный генезис диамиктона Ледяной Горы (рис. 2). Так, обр. 6, соответствующий наиболее мористому интервалу разреза, явно близок к современным морским илам. Порода из тонкого грунтового прослоя в области ледяного купола (обр. 7) обнаруживает другой характер спектра, сближающей ее с фацией динамичных потоков. Спектры двух главных минералов — ильменита и пироксена — широкие, с отдельными разобщенными максимумами по частотам встречаемости (n) как результат селективного переноса частиц струями, движущимися с разными скоростями. Показательно, что интервал непрерывности распределения для граната и пироксена равен нулю. Эта порода, не находящаяся в первичном залегании, вероятно, была отложена в прибрежной зоне водоема впадающим в него водотоком. Нижний образец диамиктона (11) вновь обнаруживает все черты отложения в бассейновой среде (ср. с обр. 6) при достаточной глубине, о чем говорит присутствие легкого пироксена как в правой волновой части спектра, так и тонкой левой вследствие спокойного осаждения из столба воды.

Сравнение кривых распределения тяжелых минералов по классам крупности в образцах диамиктона Ледяной Горы и морского санчуговского и казанцевского диамиктона Шренк-Мамонтовой депрессии, п-ов Таймыр (Крупник и др., 1990) показало, что при полном геометрическом подобии графиков выхода тяжелой фракции во всех трех случаях пики приходится на тонкопесчаный класс, что характерно для бассейновых условий с повышенной динамикой среды (Грабцевская, 1983).

Из диаграммы (рис. 3), отражающей результаты палинологического изучения разреза, можно сделать следующие заключения. Структура спорово-пыльцевых спектров всех образцов не соответствует структуре тундровых (зональных) комплексов, напротив, присутствие пыльцы всех

¹ $K_{щ}$ — коэффициент щелочности — $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}} \cdot (10^{-1})$.

Показатели химического состава пород в обнажении Ледяная Гора

Номер образца	Поглощающий комплекс		Водная вытяжка	
	К _ц *	Ca ²⁺ /Mg ²⁺	К _ц	Ca ²⁺ /Mg ²⁺
1	0,23	1,58	1,12	1,40
2	0,41	1,31	3,55	0,76
3	0,68	2,69	11,23	10,40
4	1,03	2,80	5,07	3,87
5	0,65	3,60	5,12	2,18
6	0,69	3,57	3,81	1,74
7	0,48	2,48	7,43	2,36
9	0,42	1,16	3,47	1,42
11	0,42	1,54	3,16	1,62

Показатели химического состава эталонов пород различного генезиса

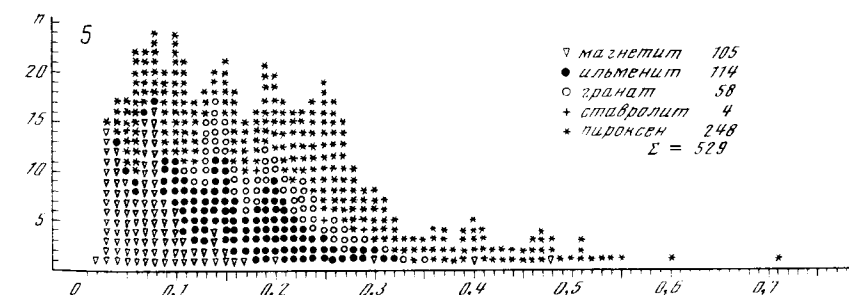
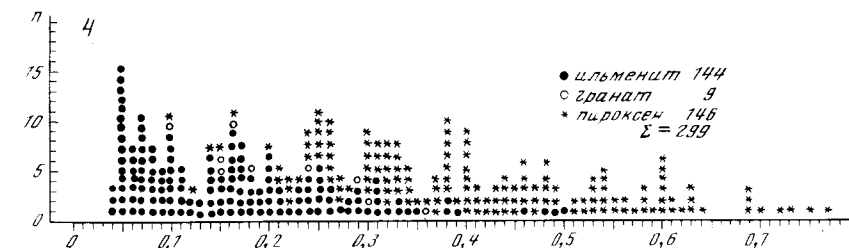
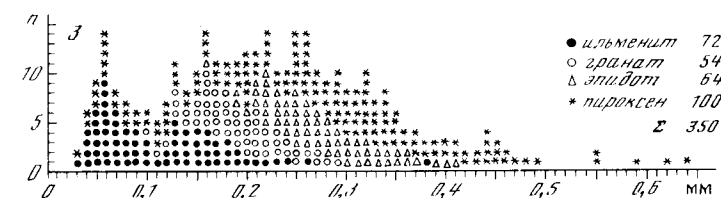
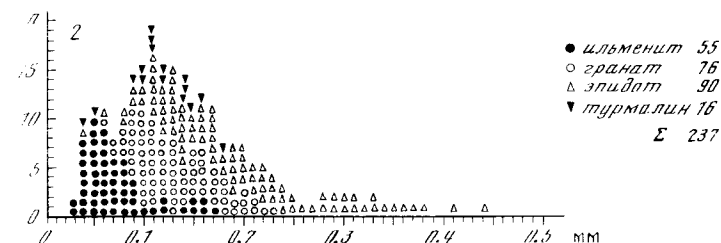
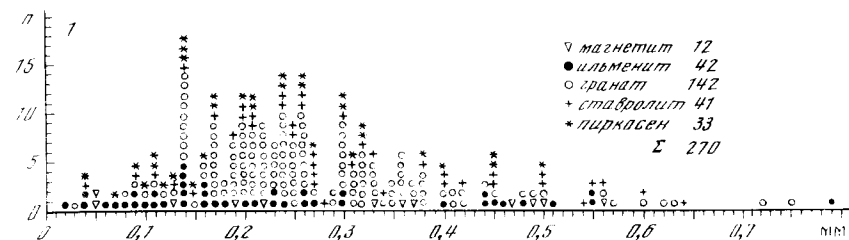
Место отбора проб	Поглощающий комплекс	Водная вытяжка
	К _ц	К _ц
Донный грунт, оз. Круглое	0,35	1,40
Пойменный суглинок, протоки Богданида	0,31	0,87
Пойменная супесь, район г. Игарка	0,24	1,14
Среднее в континентальных эталонах Северной Евразии	0,41	2,81
Санчуговский суглинок, центр Гыдана	0,67	0,50
То же, район пос. Талнах	0,62	6,67

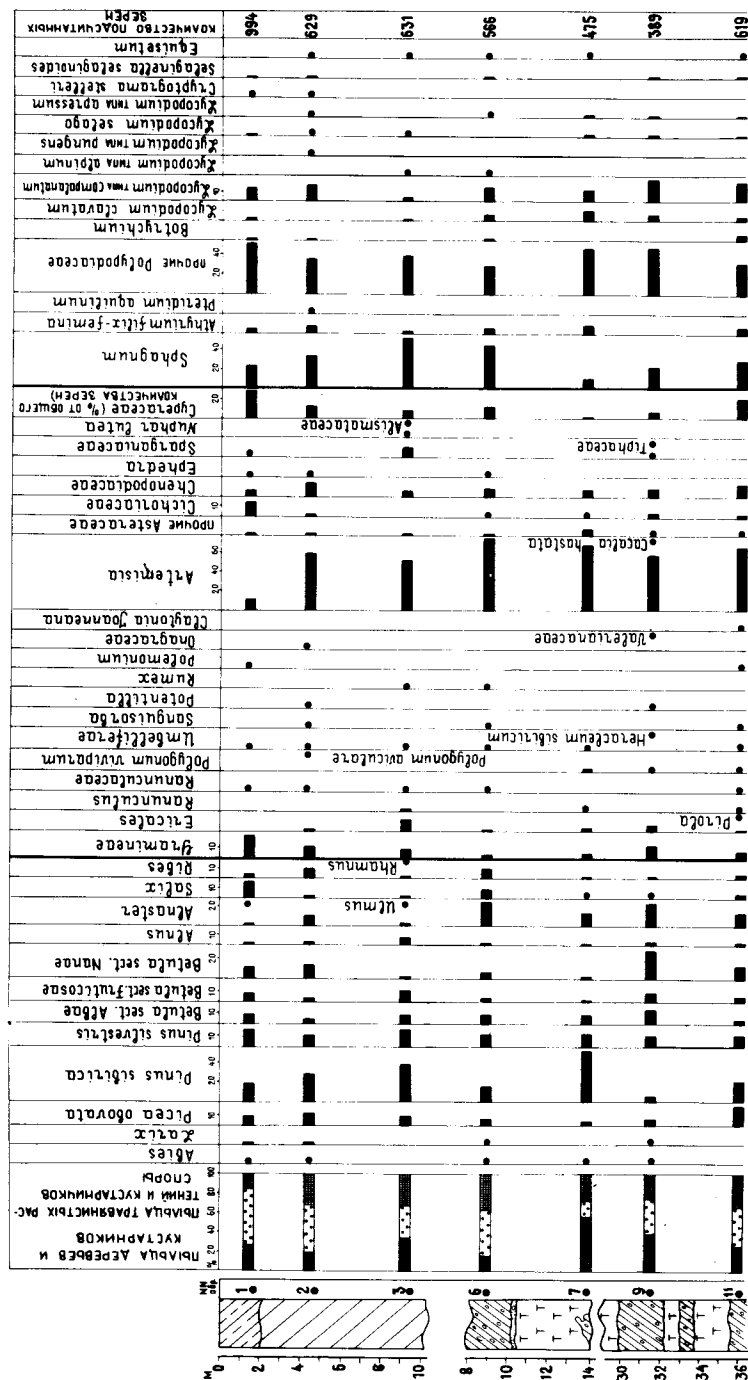
Рис. 2. Гранулометрические спектры зерен обломочных минералов по оси В (ширина зерен)

1 — сартанская морена северного обрамления Шренк-Мамонтовой депрессии (Северный Таймыр); 2 — современный морской ил (северо-восток Баренцева моря, глуб. 115 м); 3 — диамиктон обн. Ледяная Гора, обр. 6, 4 — то же, обр. 7, 5 — то же, обр. 11, с.р.з. — средний размер зерен (в мм) по осям А В С при А > В > С, с.ш.с. — средняя ширина спектра (в мм), с.и.н. — средний интервал непрерывности (в долях единицы), 1 — ильменит: с.р.з. = 0,23; с.ш.с. = 0,72; с.и.н. = 0,01, гранат: с.р.з. = 0,27; с.ш.с. = 0,70; с.и.н. = 0,14; 2 — ильменит: с.р.з. = 0,07; с.ш.с. = 0,16; с.и.н. = 0,72, гранат: с.р.з. = 0,12; с.ш.с. = 0,21; с.и.н. = 0,90; 3 — ильменит: с.р.з. = 0,11; с.ш.с. = 0,35; с.и.н. = 0,66, гранат: с.р.з. = 0,18; с.ш.с. = 0,27; с.и.н. = 0,81; 4 — ильменит: с.р.з. = 0,16; с.ш.с. = 0,45; с.и.н. = 0,67, гранат: с.р.з. = 0,20; с.ш.с. = 0,25; с.и.н. = 0; 5 — ильменит: с.р.з. = 0,16; с.ш.с. = 0,28; с.и.н. = 0,98, гранат: с.р.з. = 0,19; с.ш.с. = 0,25; с.и.н. = 0,75

Таблица 3

Таблица 4





- Вгюрин Б.И., Глазовский А.Ф. Состав и строение пластовой залежи подземного льда "Ледяная Гора" // Там же. 1986. Вып. 55. С. 35–43.
- Грабецкая Н.А. Новое в методике литолого-минералогического анализа кайнозойских отложений. М., 1979. С. 13–26. Деп. в ВИНТИ. № 3445–83.
- Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 1983. 389 с.
- Данилов И.Д. Проблема генезиса пластовых залежей подземного льда // Геокриологические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 72–83.
- Крупник В.М., Кальниченко С.С., Костяев А.Г. Литолого-геохимическая характеристика четвертичных отложений Шренк-Мамонтовой депрессии (Северный Таймыр) в связи с вопросом их происхождения // Бюл. Комис. по изучен. четвертич. периода. 1990. № 60.
- Кузнецова Т.П., Карпов Е.Г. Условия формирования ледоминерального комплекса Ледяной Горы. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989. 171 с.
- Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
- Шполянская Н.А., Коклин В.Ф., Корзун А.В., Хлап В.Г. Ермаковская залежь на Енисее: Ее строение, возможный генезис // Криогенные процессы. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 61–82.

УДК 551.793.89+550.93

В.М. Макеев, Д.Ю. Большаянов, Д.Б. Малаховский,
О.Ф. Барановская, А.И. Молодьков, Д.П. Пономарева

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЗЕМЛИ

В течение 15 лет на Северной Земле Арктический и антарктический институт в сотрудничестве с ВНИИОкеангео, ЛГУ, МГУ и Институтом геологии РАН проводят комплексные исследования стратиграфии, геохронологии и палеогеографии плейстоцена. По геологическим, палеонтологическим материалам, а также по данным датирования по ЭПР и ^{14}C на архипелаге выявлены образования нижнего, среднего и позднего плейстоцена суммарной мощностью около 100 м.

Угловская толща (Q_{уг}). Толща названа по оз. Угловому, расположенному в юго-западной части о-ва Комсомолец, в обн. 31, вскрывающем разрез отторженца пирамидальной формы высотой 6 м и длиной каждой из сторон 12–15 м, залегающего в краевой части ледника Академии наук, непосредственно на поле мертвого льда. Очевидно, он вынесен ледником из района, севернее оз. Углового.

В толще горизонтально слоистых песков обнаружена фауна моллюсков *Astartae montaquii* Dill., *A. borealis* (Shum.), *A. sp.* (invacota Merklin et Petrov), *Mya truncata* L., *Hiatella arctica*, *Macoma calcarata*. Во всех образцах, отобранных равномерно по разрезу, обнаружен богатый комплекс бентосных фораминифер, состоящий из арктических, аркто-бореальных и бореальных видов. Большинство из них имеют стратиграфический диапазон, но есть виды, характерные для позднего неогена–раннего плейстоцена (*Cibicides grossus* Jen Dam et Reinhold, *Elphidiella rolfii* Gud. et Polowoova). Для нижней части разреза по обломкам раковин моллюсков

получена датировка по ЭПР 555 ± 62 тыс. лет. Если эта датировка верна, то зона *Cibicides grossus*, видимо, имеет более широкий возрастной диапазон, чем это считалось до сих пор.

Ручьевская толща (Q_{рч}). Толща названа по разрезу обн. 71 на безымянном ручье, правом притоке р. Ледниковой, протекающей в центре о-ва Октябрьской революции.

Эта толща распространена в северной половине острова и состоит из алевроитов, песков, галечников и валунников, залегающих на высоте от 30 до 50 м над уровнем моря. Подошва ее находится ниже уреза воды, кровля – на поверхности, а в описанном разрезе перекрыта более молодыми ледниковыми отложениями, под которыми обнажается 20-метровая толща горизонтально- и косослоистых отложений, представленных галечниками с прослоями песков и суглинков, иногда включениями валунов. В песках и суглинках обнаружены пыльца и споры, главным образом карликовой березы и ольховника. В период накопления толщи была распространена растительность типа южной кустарниково-кустарничковой тундры, а климат был благоприятнее современного.

По всему разрезу, за исключением наиболее грубых разностей, встречаются фораминиферы. Наиболее массовыми видами являются *Grandulina* off. *lacreigata*, *Protoelphidium ustulatum* Jadd., *Cyclogira involvens* (Rss). Комплекс аналогичен зоне *Milionella pyriformis* (по В.И. Гудиной), что подтверждается и ЭПР датировкой по раковинам моллюсков 300 ± 36 тыс. лет средней части разреза.

Озернинская толща (Q_{оз}–поз). Широко распространена на всех островах архипелага; слагает морские террасы, заходящие в долины наиболее крупных и древних рек. Залегают до абсолютных высот 120–150 м. Представлена переслаивающимися пачками алевроитов, галечников, валунных суглинков. Подстилается толща в основном кремнистыми породами, перекрывается маломощными верхнеплейстоценовыми и голоценовыми ледниковыми и водно-ледниковыми, реже морскими отложениями.

За стратотип принято обн. № 29 на о-ве Октябрьской революции, расположенное на правом берегу р. Озерной, в 0,5 км ниже устья р. Кружилихи, где на протяжении 2-х км вскрыт сложно построенный разрез террасы высотой 75–80 м (рис. 1). В песках и алевроитах верхней части разреза выделена фаза морских моллюсков *Astartae borealis* (Shum.), *A. montaquii*, *Mya truncata* (L.), *Hyatella arctica* (L.), *Macoma calcarata*, в средней части разреза – *Serripes groenlandicus*, *Joldiella lenticula* (Müll.), *Portlandia arctica* (Gray), по которым были получены датировки ЭПР 56 ± 4 , 68 ± 7 , 170 ± 10 тыс. лет. В лаборатории ЛГУ был определен возраст древесины из верхней части толщи, равный 51740 ± 150 и 55970 лет – из нижней части толщи.

Диатомовые водоросли, согласно заключению А.М. Белевич, встречаются лишь в одном образце из верхней части и имеют плохую сохранность. Заметное участие в комплексе принимают неогеновые формы *Hyalodiscus dentalus*, *Thalassiosira nidulus* (Jemp. et Bron Gouse), *T. punctata* Gouse, *Cosmiodiscus interseptus* (Grun) Guse и др. В целом комплекс мог существовать в опресненном, умеренно прохладном бассейне.

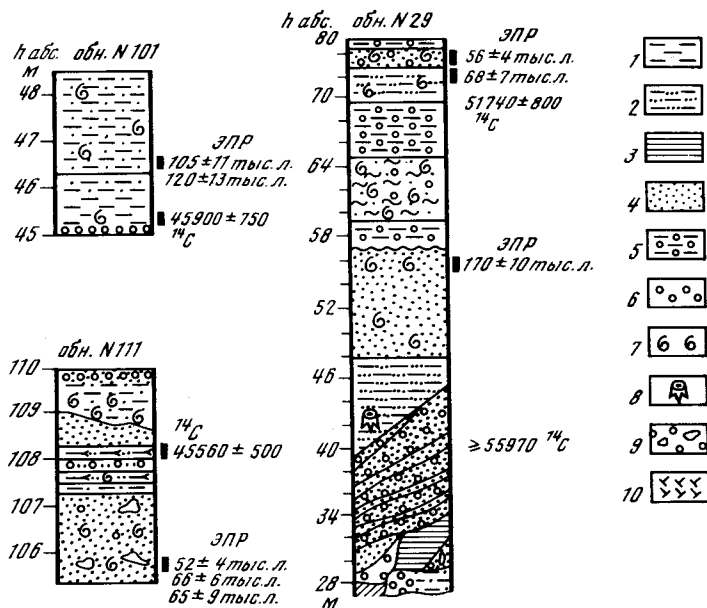


Рис. 1. Разрезы Озеринской толщи (ОII-III) о-ва Октябрьской революции
1 — алевроиты; 2 — опесчаненные алевроиты; 3 — глинистые алевроиты; 4 — пески;
5 — валунные суглинки; 6 — галечники и гравийники; 7 — раковины моллюсков;
8 — древесные остатки; 9 — конгломерат; 10 — торфяники и растительный детрит

По данным Г.Н. Бердовской, большинство образцов содержит незначительное количество пыльцы и спор, причем последние преобладают. В некоторых образцах из верхней и средней частей разреза отмечается наибольшее количество микрофоссилий, представленных кустарниковой и кустарничковой березой, при участии злаков и сложноцветных, а также спор зеленых, сфагновых мхов и плаунов. Встречается пыльца ели (видимо, дальнего заноса). Данные диатомового и палинологического анализов свидетельствуют о том, что в период образования осадков верхней и средней частей разреза климатические условия были более благоприятными, чем в настоящее время.

Постоянное изучение микрофауны показало, что по содержанию и видовому составу фораминифер можно выделить снизу вверх несколько комплексов. Первый комплекс характеризуется бедным видовым составом (до 23 видов). Преобладает бореально-арктический вид *Cassidulina barbara*, меньше *Elphidium clavatum* Cushman, *Islandiella norcrossi* (Cushman) и другие виды, типичные для современных мелководных холодных морских бассейнов. Показательными являются *Globigerina pachyderma* Ehrenberg, *Miliolinella pyriformis* (Schlumberger), которые, по данным В.И. Гудиной, встречаются лишь в нижней части разреза, в туруханских и обских слоях. Данный комплекс близок к комплексу ручьевской толщи.

Второй комплекс обнаружен в осадках, имеющих ЭПР датировку

170±10 тыс. лет, очень богат как в видовом, так и в количественном отношении, однако отличается неоднородностью. В нижней части преобладают сравнительно глубоководные *Cassidulina barbara*, *Islandiella norcrossi*, *I. teretis*, *I. inflata*, вверх по разрезу они замещаются более мелководными эльфидидами и нонионидами, а нодозарииды и полиморфиниды — милиолидами и дискорбидами (глубины 50 м). На контакте с валунными суглинками фауна имеет очень плохую сохранность. В видовом составе этого комплекса преобладают арктические и бореально-арктические формы, свидетельствующие о существовании умеренно-холодных (0°C) придонных вод нормальной солености (33%). Присутствие таких тепловодных видов, как *Trifarina angulosa* (Will.), *Pullenia spharoides*, *Discorbis subarctica* Orb., *Asterigerinata pulchella* и др., не встреченных даже в казанцевских осадках более южных районов, связано с постоянным притоком теплых атлантических вод.

Третий комплекс характеризуется обильной (до 5500 раковин и 33 видов) фауной. В целом он сходен по составу и обилию с нижней частью первого комплекса, но беднее в видовом отношении. Сохранность фауны удовлетворительная, много обломков и стертых раковин. Не исключено, что многие из них переотложены.

Четвертый комплекс характеризуется наиболее глубоководной и богатой фауной. Господствуют *Islandiella norcrossi* Cushman, *Cassidulina barbara* Buz., много эльфидиид, милиолиид, нодозариид, полиморфинид, широко представлены *Criboelphidium goesi* (Stscheder), *Astrononion gallowayi* (Joell et Tapp.), *Miliolinella circularis* (Bornemann), *Islandiella islandica* (Norveg.). Преобладает холодноводная арктическая фауна, но много бореальных и даже луситанских видов (*Trifarina angulosa*). Впервые появляются *Glabrotella wrighti* (White), *Quiqueloculina agglutinata* Cushman. Вероятнее всего, в период существования комплекса температура придонных вод была положительная и имела нормальную соленость (33%).

Аналогичный комплекс определен из парастратиграфического разреза (обн. 101 см. рис. 1), расположенного в юго-западной части о-ва Октябрьской революции, в 1,5 км к северу от оз. Изменчивого. Здесь, в разрезе, сложенном преимущественно алевроитами, наряду с микрофауной были встречены раковины морских моллюсков, в том числе и *Chlamis islandicus* (Müller), имеющие возраст, по ЭПР равный 105±11 и 120±13 тыс. лет.

Пятый комплекс содержит фауну, похожую на фауну из валунных суглинков, но фораминиферы имеют большие размеры и лучшую сохранность. Впервые появляется *Elphidiella arctica* (Parn. et Yon), встречающаяся и выше по разрезу.

Шестой комплекс содержит также обильную и разнообразную фауну (до нескольких тысяч раковин на образец), напоминающую фауну четвертого комплекса, но более мелководную, так как содержит большее количество эльфидиид, нонионид и милиолид. На мелководные условия (особенно в верхних частях неогена) указывает присутствие большого числа цибицидидов (сотни и тысячи раковин), обитающих на водорослях, живущих на глубинах не более 40–50 м. Состав фауны указывает, что вмещающие осадки формировались в мелководном бассейне с нормаль-

ной соленостью и придонными температурами несколько выше или близкими к 0°. В парастратотипическом разрезе (обн. III, абс. отм. кровли 110 м), расположенном в верховьях р. Известняковой непосредственно у самого края ледника Вавилова, аналогичный комплекс фораминифер установлен в слоистых песках с включением раковин моллюсков с возрастом по ЭПР от 52±4 до 66±6 тыс. лет.

Седьмой комплекс имеет фауну неважной сохранности, мелкую. Раковин мало (до 250 раковин при видовом разнообразии 20). Бореальные формы отсутствуют и комплекс имеет типично холодноводный облик (в целом напоминая третий и пятый комплексы). Придонная температура воды была ниже 0°.

Палеомагнитные исследования 42 образцов, отобранных из всех слоев обн. 29, выполненные В.А. Большаковым, показали прямую намагниченность. Это дает основание считать, что все отложения разреза формировались в эпоху Брюнес. По данным литологического, фаунистического и микрофаунистического, диатомового, геохронологического и палеомагнитного анализов можно констатировать, что разрез представлен морскими, ледово- и ледниково-морскими, ледниковыми, а также аллювиально-дельтовыми осадками, соответствующими 3–10 ярусам общей изотопно-кислородной шкалы.

Подъемническая толща (Q_{III}⁺). Распространена на всех островах архипелага в пределах прибрежной равнины до высоты 85 м. Представлена песками и галечниками, реже алевритами, мощность которых не превышает нескольких метров. Подстиляется коренными породами, перекрывается верхнеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями различного генезиса. За стратотипический разрез принято обн. 6 на правом берегу р. Подъемной, в 3 км к западу от края ледника Вавилова. Здесь под верхнеплейстоценовой мореной обнажена толща мелкозернистых горизонтально слоистых песков и галечников. В песках обнаружена фауна моллюсков *Astarte montana*, *A. borealis* (Schum.), *Mya truncata* L., кости китообразных, по которым был определен абсолютный возраст по ¹⁴C, равный 32480±250 лет, а также обломки древесины. Толща содержит комплекс арктических и бореально-арктических видов фораминифер, аркто-бореальные виды редки.

Меднинская толща (Q_{III}⁺ – Q_{IYmed}). Толща названа по п-ову Медный, находящемуся в юго-западной части о-ва Октябрьской революции. Она широко распространена на всех островах Северной Земли и представлена главным образом валунными суглинками и супесями ледникового и водноледникового происхождения, частично перекрытыми озерно-аллювиальными и озерно-болотными осадками. Толща залегает на самых разновозрастных отложениях, в том числе на датированных подъемниковских образованиях. Мощность ее обычно измеряется первыми метрами, изредка достигая 20–30 м. В качестве стратотипического разреза принято обн. 80, на левом берегу ручья, текущего вдоль края ледника Вавилова в 4 км от оз. Изменчивого. Разрез представлен 3,5-метровой толщей коричневых суглинков с включением обломков местных осадочных коренных пород разной степени величины (вплоть до валунов) и окатанности.

Обломочный материал образует прослой в виде "каменных мостовых". В верхней части разреза отмечается слоистость. В прослое палевого тонко горизонтально-слоистого суглинка, залегающего на глубине 0,3–0,7 м, обнаружены линзы мохово-разнотравного торфа с остатками кустарников (ивы, карликовая береза), по которым был определен возраст, равный 9950±100 лет (по ¹⁴C). Спорово-пыльцевые спектры из этого слоя характеризуются господством пыльцы кустарников и кустарничков – берез и ивы. Среди травянистых преобладают злаки и осоки. Сходный комплекс встречен в парастратотипическом разрезе (обн. 103), где для аналогичных озерно-болотных отложений получены датировки ¹⁴C – 9620±110 и 11460±410 лет.

В разрезе скв. 3, пробуренной в 4-х км к югу от обн. 80, в спектрах озерных суглинков, отложившихся в приледниковом озере, господствует пыльца злаков и полыней. Подобный комплекс характерен для лёссово-ледовых ("едомых") отложений арктической части Восточной Сибири и Новосибирских островов, сформировавшихся во время сартанской ледниковой эпохи (Томирдиаро, 1980; Макеев и др., 1989).

Приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Несмотря на высокоширотное положение архипелага, на протяжении большей части плейстоцена здесь накапливались морские и дельтовые осадки без активного влияния ледниковых покровов.

2. За последние 300 тыс. лет имело место несколько периодов разрастания ледниковых покровов, приходящихся на интервалы 12–19, 70–80, 120–170, 200–300 тыс. лет назад, что соответствует общей изотопно-кислородной шкале.

3. Выделенные эпохи разрастания ледниковых покровов в целом совпадают с эпохами оледенения, установленными для севера Евразии. Однако выявление морского генезиса отложений в интервале 68–56 тыс. лет назад свидетельствует о том, что послеказанцевская трансгрессия и позднеледниковое оледенение начались несколько раньше, чем это было установлено или принято для других районов. Своеобразен был и характер осадконакопления во время "межледниковий" и "ледниковий".

4. Зона *Cibicides grossus*, по-видимому, имеет более широкий возрастной диапазон, чем это считалось ранее.

ЛИТЕРАТУРА

- Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1989. № 58. С. 58–69.
- Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

А.Е. Додонов, О.А. Куликов, Д.Р. Морозов,
В.В. Сгибнев, В.М. Трубихин

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛЁССОВОГО ПОКРОВА СЕВЕРНОЙ КИРГИЗИИ (долина р. Чу)

В Северной Киргизии значительные по площади и мощности лёссовые покровы развиты в долине р. Чу. Лёссы залегают плащеобразно на абсолютных высотах от 1000 до 1500 м, их мощность достигает 70 м. Особенно примечателен лёссовый массив у пос. Орловка, на левом борту долины р. Чу в ее восточной части, образующий покров на северных склонах Киргизского хребта в интервале высот от 1100 до 1400 м. Этот массив располагается на палеозойских метаморфических породах и грубообломочной молассе киргизской свиты. У подножий склонов Киргизского хребта лёссы сочленяются с плейстоценовыми аллювиальными и пролювиальными отложениями (рис. 1). Среди лёссовых массивов, существующих в Чуйской долине, лёссы у пос. Орловка наиболее удалены от дефляционной зоны пустыни Муюн-Кум. После работ В.А. Вахрушева (1954) и Н.И. Кригера (1951) гипотеза эолового генезиса лёссовых покровов данного региона была подвергнута сомнению и не использовалась при стратиграфических и палеогеографических построениях. В работах К.Х. Исмаилахунова (1970), Л.И. Турбина и др. (1970), Ш.Э. Усупаева (1982) лёссовые покровы Чуйской впадины рассматривались в качестве толщ пролювиального и делювиального генезиса. При этом Ш.Э. Усупаев, объясняя условия формирования лёссов и их просадочные свойства, ведущую роль отводил криогенным процессам. В свете этих данных возраст лёссов отождествлялся с возрастом геоморфологических уровней, на которых они располагались.

При постановке работ по детальному изучению Орловского участка в плане рационального освоения территорий с лёссовыми просадочными образованиями основные выработки — шурф 1э (22 м) и две скв. 2э и 3э (соответственно 30 и 50 м) были заложены по линии профиля, пересекающего южный борт долины р. Чу с севера на юг от ~ 1150 до ~ 1300 м над уровнем моря. На этом участке обычно выделялось не менее двух уровней разновозрастных террас, относящихся к позднеплейстоценовому и среднелейстоценовому возрасту с превышением относительно русла р. Чу соответственно ~ 50–60 м (Q_{III}) и ~ 150 м (Q_{II}). Возраст этих уровней и залегающих на них лёссовых покровов определяется главным образом на основании геоморфологических данных. Шурф 1э находится на поверхности, принадлежащей западной периферии слившихся между собой конусов выноса, образовавшихся в устье ряда саев, самым крупным из которых является Талды-булак. Конусы выноса опираются на позднеплейстоценовые террасы р. Чу. Лёссы перекрывают конусы выноса и облекают северные склоны Киргизского хребта, образуя покров, мощность которого меняется от первых метров до первых десятков метров. В

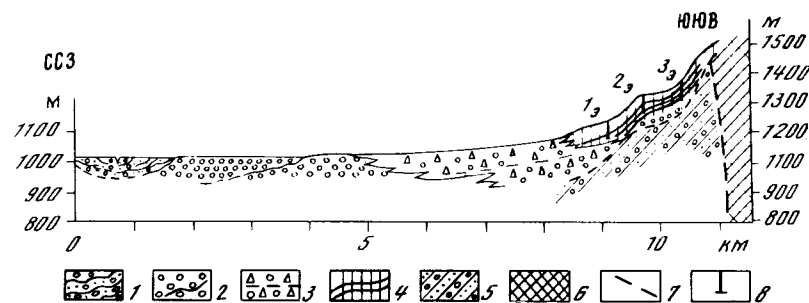


Рис. 1. Поперечный геолого-геоморфологический профиль через южный борт Чуйской впадины

1–4 — четвертичные отложения: 1 — голоцен, аллювиальные пески и галечники (alQ_4), верхний плейстоцен, 2 — аллювиальные галечники с песчано-гравийным заполнителем (alQ_3), 3 — пролювиальные галечники, щебень, пресва (prQ_3), 4 — лёссово-почвенные образования (Q_3); 5 — миоценовая моласса (киргизская свита — N_1); 6 — палеозойские породы — граниты, сланцы (PZ); 7 — тектонический разлом; 8 — геологические выработки

шурфе 1э мощность лёсса 24 м, под лёссами вскрыта толща флювиальных галечных отложений. Скважина 2э, располагающаяся на более высоком ($h \sim 150$ м) террасовом среднелейстоценовом уровне, вскрыла толщу лёссов мощностью 50 м, не выйдя из них. Прохождение на этом же месте новой скважины, параллельно скв. 2, позволило вскрыть 70-метровую толщу лёсса и лежащие под ними флювиальные галечники. Скв. 3э, находящаяся в тыловой части среднелейстоценового террасового уровня, вскрыла 50-метровую толщу лёсса, не достигнув ее подошвы. К настоящему времени предварительные результаты изучения названных разрезов имеются по шурфу по 1э и скв. 2э.

В шурфе 1э вскрыта одна погребенная почва на глубине 20,9–21,6 м, в скв. 2э — две палеопочвы на глубинах 15–16 м и 22,5–23,5 м.

Лёссы, залегающие в верхней части разрезов шурфа и скважины, выше ископаемой почвы, близки между собой по строению. Их общая характеристика следующая. Это лёссы серовато-палевые, рыхлые, слабоагрегированные; хорошо выражены микроагрегаты размером 0,05–0,10 мм, состоят они из глинистого материала и пылеватых частиц. Пустоты представлены порами упаковки микроагрегатов и изометричными порами размером до 0,10 мм, реже наблюдаются биогенные округлые поры-камеры диаметром 0,2–0,5 мм и тонкие трещинки до 0,02 мм. Отмечаются обломки зерен первичного кальцита. Тонкодисперсное вещество карбонатно-глинистое, анизотропное, умеренно пропитано микрозернистым кальцитом. Плотные округлые стяжения микрозернистого кальцита размером до 0,2 мм наблюдаются в разрезе шурфа с глубины 11 м, а в скважине — с глубины 7 м. В шурфе на глубинах 7 и 15 м отмечаются сростки таблитчатых зерен гипса размером до 1–2 мм, расположенные в полостях.

Первая от поверхности погребенная почва в разрезе скважины относится к типу светлых сероземов. Ее мощность около 1 м. В верхней части она серовато-бурая, уплотненная, слабоагрегированная, состоит из структурных изометричных отдельностей размером 0,15–0,25 мм, некоторые из них гумусированы больше, чем окружающая масса. Пустоты представлены тонкими изометричными порами размером до 0,1 мм и порами-камерами округлой формы размером до 0,3 мм. Плазма слабо гумусирована, содержит бурый дисперсный гумус и обильно пропитана карбонатами. Наблюдаются плотные железистые стяжения размером до 0,5 мм. В нижней части эта почва слабоагрегирована, обильно пропитана карбонатами и содержит многочисленные стяжения микрозернистого кальцита.

В разрезе шурфа первая ископаемая почва светло-серая, текстура ее комковатая, отмечаются следы педофауны, на срезах видны овальные и круглые структурные формы диаметром до 10 мм, оконтуренные карбонатным псевдомицелием. В нижней части почва больше пропитана карбонатами. Данная почва также относится к типу сероземов.

Второй горизонт лёсса, залегающий ниже первой от поверхности ископаемой почвы, схож по строению с первым горизонтом. Он серовато-палевый, рыхлый, микроагрегированный, содержит сростки кристаллов гипса таблитчатой формы, мощность его в скважине – 6,5 м.

Во второй почве, вскрытой в скв. 2з, хорошо выражены признаки почвообразовательного процесса. Она хорошо агрегирована, карбонаты частично вымыты из верхней части почвы. Ее можно отнести к подтипу темных сероземов. В верхней части почва светло-бурая, хорошо агрегированная, различаются агрегаты размером от 0,15 до 1–2 мм. Тонкодисперсное слабоанизотропное вещество содержит бурый дисперсный гумус. В нижней части данной почвы агрегированность выражена слабее. Плазма пропитана карбонатами, много выцветов кальцита вокруг пор и карбонатных стяжений.

Третий горизонт лёсса, находящийся ниже второй палеопочвы имеет светло-палево-серый цвет, слабоструктурен, содержит микрозернистый кальцит и зерна первичного кальцита крупнопылеватой размерности. Данный лёсс в целом похож на вышележащие лёссы.

Оба разреза – шурф и скв. 2з изучались палинологическим методом (Р.Е. Гитерман). Пыльцу и споры удалось выделить только в разрезе шурфа, где на 21 образец 9 образцов оказались пустыми. Прочие образцы были насыщены пылью и спорами недостаточно для подсчета процентного содержания компонентов спектра. В полученных спорово-пыльцевых спектрах отмечается преобладание пыльцы березы (древовидная форма; встретилось также одно пыльцевое зерно кустарниковой березы). Кроме того, есть пыльца сосны, ольхи, ивы. Пыльцы трав мало и среди них найдены пыльцевые зерна злаков, полыней, лебедовых, сложноцветных. Споры почти отсутствуют, лишь в одном образце обнаружена спора плауна. Состав спектров позволяет предположить, что во время формирования изученного разреза береза была распространена шире, чем сейчас, и вертикальный пояс растительности с ее участием занимал более низкое гипсометрическое положение. Отсюда для исследованного района

напрашивается вывод, что в эпоху лёссовобразования существовал более прохладный климат, чем современный. Однако эти соображения весьма проблематичны из-за недостатка фактического материала.

Согласно результатам радиотермолюминесцентного датирования лёссов в изученных разрезах получены следующие датировки: первый горизонт лёсса в шурфе имеет четыре РТЛ даты от 30 ± 7 тыс. лет назад в основании горизонта до $8,5 \pm 4$ тыс. лет назад сверху; второй горизонт лёсса в шурфе – 91 ± 18 тыс. лет назад; в скважине три РТЛ даты – первый горизонт лёсса – 19 ± 5 тыс. лет назад, второй горизонт лёсса – 70 ± 15 тыс. лет назад, третий горизонт лёсса – 80 ± 16 тыс. лет назад. Из этих данных следует, что возраст 20–30-метровой толщи лёссового покрова, развитого как на низких, так и на высоких террасовых уровнях, не выходит за пределы 80–90 тыс. лет.

Палеомагнитное изучение лёссового покрова показало, что верхняя 20-метровая почка лёссов находится в интервале аномальной полярности, который может интерпретироваться, как аномальный горизонт "Лашамп", имеющий возраст в пределах 35–10 тыс. лет.

Проведенный комплекс исследований включал в себя и литологическое наблюдение – структурно-текстурное описание кернового материала, изучение и анализ гранулометрического состава, определение минералогического состава песчаной, пылевой и глинистой фракций. Прежде всего необходимо отметить, что для всего лёссового покрова Орловки характерна высокая степень структурной и текстурной однородности, прослеживаемая как литологическими, так и инженерно-геологическими методами (Сгибнев, 1989). В то же время при изучении кернового материала в скважинах 2з и 3з отмечены текстуры течения без размыва и нарушения сплошности. Эти фрагменты встречены в интервалах 24,7 м (3з) и 17,8 м (2з). Как правило, такие текстуры встречаются на легко размываемых некрутых ($< 25\text{--}35^\circ$) склонах, слабо защищенных почвенным покровом. Кроме того, на глубинах 14,5 и 35,5–35,8 м (скв. 3з) в толще лёссов также наблюдались признаки проявления склоновых процессов локального характера. Так, на глубине 14,5 м при отмучивании лёссового материала встречено зерно диаметром 3,5–4 мм слабокатанное, кварц-палевошпатового состава с легким налетом карбоната кальция и карбоната железа. Это кварц-палевошпатовое зерно несомненно является аллохтонным и его присутствие в слое лёсса связано со склоновой эрозией. В интервале 35,5–35,8 м отмечены флювиальные текстуры, выраженные в виде трехслойного пакета, каждый из фрагментов которого (мощностью 5 см) состоит из косослоистых тонкопылеватых песков и алевроитов.

Однородный в целом массив лёссов содержит фрагменты, нарушающие его сплошность. Изучение минералогического состава (ИК-спектроскопия, рентгеноструктурный и термический анализы) также свидетельствуют об однородности лёссового покрова. Приведенные данные (рис. 2) наглядно характеризуют массив в интервале глубин 1,0–30,0 м. Среди пылеватых зерен, являющихся доминирующей фракцией (65–70%), преобладают зерна кварца, реже полевых шпатов, слюд (биотита, мусковита) и еще реже кальцита. Кварц, слабо гидратированный и обладающий

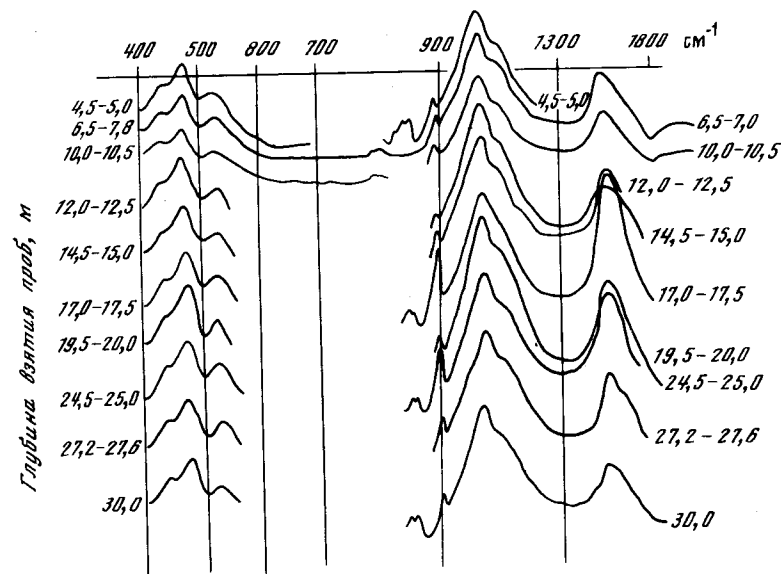


Рис. 2. Инфракрасная спектроскопия глинистой фракции в пробах из скв. 2 а

низкой степенью кристалличности наряду с полевыми шпатами и слюдами определяет первичную петрографическую матрицу. Из вторичных минералов доминируют карбонат и сульфат кальция. Содержание кальция контролируется положением почвенных горизонтов (линия 880 см^{-1}). Собственно глинистые минералы принадлежат к галлуазит-каолинитовой ассоциации, формирующейся, как можно полагать, по палеовшпатной матрице. Сходные процессы формирования глинистых минералов в настоящее время отмечены нами в прибрежной полосе оз. Иссык-Куль и пустыне Муюн-Кум (Сгибнев, 1990). Накопление галлуазит-каолинитовой ассоциации в лёссовых толщах Чуйской впадины в первую очередь свидетельствуют о стабильном существовании семиаридных условий в широком интервале положительных температур и слабой щелочности среды вторичного минералообразования. Кратковременные периоды эрозионного преобразования склонов отражаются на особенностях текстурного облика отдельных интервалов исследуемого покрова, что видно в редких тонких слоях с текстурами флювиального облика.

Изложенные данные комплексного изучения лёссов на ключевом участке Орловка позволяют прийти к выводу, что 20–30-метровый лёссовый покров имеет однородное литологическое строение, две ископаемые почвы, вскрытые в нем, относятся к типу сероземов, которые могут характеризовать интерстадиальные события терминального плейстоцена. Общий характер залегания, строение, состав и стратификация лёссового покрова на Орловском участке соответствуют закономерностям последовательного накопления пылеватого материала, приносившегося

золотым путем из области дефляции пустыни Муюн-Кум и низовьев р. Чу.

Лёссово-почвенная толща, изученная на Орловском участке, может быть сопоставлена с самыми верхними позднеплейстоценовыми горизонтами почв и лёссов лёссово-почвенной шкалы Южного Таджикистана и Приташкентского района. Скорее всего она соответствует интервалу разреза не древнее IV педокомплекса лёссово-почвенной шкалы, разработанной для Южного Таджикистана (Додонов, 1986). Ограниченность фактического материала заставляет пока воздержаться от более точной корреляции и идентификации ископаемых почв Орловского участка с аналогичными палеопочвами сопредельных лёссовых районов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрушев В.А., Вахрушева В.В. Минералогические особенности и генезис лёссовых отложений Чуйской впадины (Северная Киргизия) // Зап. ВМО. Сер. 2. 1954. Т. 83, № 4.
- Додонов А.Е. Антропоген Южного Таджикистана. М.: Наука, 1986. 168 с.
- Исмаилов К.Х. К вопросу формирования лёссовых пород Киргизии // Тр. Междунар. симпоз. по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: ФАН, 1970. С. 162–169.
- Кригер Н.И. Лёссы Киргизского хребта // Докл. АН СССР. Т. 78, № 2. 1951.
- Сгибнев В.В. Инженерно-геологические аспекты генетической типизации лёссовых грунтов Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 17 с.
- Сгибнев В.В. Трансформационные преобразования глинистых минералов в четвертичных отложениях межгорных впадин Северного Тянь-Шаня // Инженерная геология и гидрогеология Киргизской ССР. Фрунзе: Илим, 1990. С. 3–11.
- Турбин Л.И., Александрова Н.В. Лёссовые породы Тянь-Шаня // Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970. С. 89–105.
- Усупов Ш.Э. Формирование просадочности лёссовых пород Чуйской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 29 с.

УДК 551.8:551.79/.571.63./

Н.Н. Кузьмина, Г.М. Шумова

ПАЛЕОСРЕДА КЛИМАТИЧЕСКИХ ОПТИМУМОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ШЕЛЬФА ПРИМОРЬЯ

Палеогеографические реконструкции межледниковых эпох плейстоцена приобретают особый интерес в связи с возможным прогнозом антропогенных климатических изменений. Поскольку уже в ближайшее время могут возникнуть условия, аналоги которых существовали в прошлом, то в решении этой проблемы большое значение имеет характеристика оптимумов плейстоцена переходной зоны континент–океан как важнейшего звена единой климатической системы Земли.

Для палеогеографических реконструкций плейстоцена шельфа Приморья стратиграфической основой служит материал комплексного исследова-

дования скважин глубокого опорного бурения с плавучих буровых установок, проводимого ТМГРЭ ПТГО "Приморгеология" с глубин моря до 70 м с выходом керна до 50 м. Использовался также материал ударных трубок. Одновременно проводилось геолого-геоморфологическое изучение террас побережья. Исследования охватили побережье, прибрежную и внутреннюю части внешней зоны шельфа двух ключевых участков: а) типичного для Южного Приморья – залив Восток с рiasовым типом побережья, широким выположенным шельфом; б) типичного для Средне-го Приморья – бухта Киевка с абразионно-бухтовым типом побережья, узким приглубным шельфом. В составе сложнопостроенной многослойной толщи, развитой на материковом шельфе, выделяются отложения среднего и позднего плейстоцена и голоцена (Кузьмина и др., 1985, 1987, 1989).

Рассматриваемая зона расположена на умеренных широтах – 42–43° с.ш. и характеризуется умеренно-холодным муссонным климатом (таблица). Зима холодная и сухая, лето относительно прохладное и влажное. Средняя январская температура воздуха на побережье – 9,3 + – 10,3°С, среднеиюльская – +12,9 + 15,6°С. Количество осадков неравномерно по сезонам и в среднем равно 800–850 мм/год. Гидрологический режим Японского моря определяется холодным Приморским течением, которое зарождается в Татарском проливе. Основная ветвь его проходит на глубине 45–50 м, в результате чего летние придонные температуры воды низкие – ниже 5–7°С. Поверхностный 10-метровый слой водной массы прогревается до 15–17°С. Соленость морской воды близка к нормальной – 33–34‰, в кустовой опресненной части заливов снижается до 20–25‰. Современная диатомовая флора представлена неритическими и сублиторальными, преимущественно холодноводными, аркто-бореальными и северо-бореальными формами. Среди бентосных фораминифер преобладают шельфовые виды, тяготеющие к условиям незначительного опреснения на глубинах до 50 м при незначительной придонной температуре, развитые в арктических и главным образом в бореальных областях. Современные моллюски тепловодные, на мелководье преобладают субтропические и низкобореальные виды, на глубинах более 30 м – бореальный комплекс с участием бореально-арктических видов. По природным условиям район относится к Восточно-Азиатской хвойно-широколиственной области, провинции кедрово-широколиственных и дубовых лесов.

Палеосреда эпохи I позднеплейстоценового максимума. Обстановка этого времени восстанавливается на основе детального изучения отложений преимущественно во внешней зоне шельфа. Они представлены следующими фациями: прибрежно-морскими начала оптимума, относительно глубоководными собственно оптимальной фазы и морскими мелководными, формировавшимися уже в условиях относительного похолодания в конце межледниковья.

Отложения климатического оптимума – тонкие алевроиты – накапливались в обстановке восстановительной среды и угнетенного терригенного сноса, о чем свидетельствует состав тяжелой фракции, в котором

Характеристика палеосреды климатических оптимумов позднего плейстоцена и голоцена

	Оптимум			Современный период	
	I позднеплейстоценовое потепление	II позднеплейстоценовое потепление	голоцен		
Гипсометрические отметки залегания толщи (мощность), м	–80, –60, –15–16, (10–12)	–67, –60, –54, (11–14)	–36 –22, (до 12–14)	Морская терраса побережья +3–5, шельф – поверхностный слой – 0,3–0,8	
Интервал радиоуглеродных датировок, лет назад	–	35400–24300	7360–5080	720–160	
Фаии	Прибрежно-морские осадки начальной фазы, морские относительно глубоководные отложения максимальной фазы трансгрессии	Морские приглубые осадки, прибрежно-морские отложения мелководья	Морские относительно глубоководные осадки	Разнообразные прибрежно-морские и морские отложения	
Литолого-минералогический состав	Восстановительная среда (сульфиды характерны и для грубообломочных разностей), органический углерод в пределах 2%, терригенный снос угнетен	Окислительно-восстановительная среда, органический углерод до 2%, терригенный снос активизировался	Разнообразные новообразования: пирит, глауконит, сидерит и др., органический углерод – 1,06–2,27%	Разнообразные терригенные минералы, аутигенные приурочены к определенным фациям	

Таблица (окончание)

	Оптимум			Современный период
	I поднейлейстоценовое потепление	II поднейлейстоценовое потепление	голоцен	
Диагномовая флора	Существенное влияние речного стока в начальной фазе потепления и развития трансгрессии, глубоководность бассейна собственн оптимальной фазы	Температурные условия вод Японского моря близки современным, осадко накопление происходило на глубинах до 30 м	Наиболее благоприятные условия для развития флоры	Холодноводные арктобореальные и северо-бореальные формы, преимущественно неритические и сублиторальные виды
Микрофауна (Бентос)	Условия среды и захоронения неблагоприятны для развития микрофауны (холодные придонные течения?)	Теплые условия вод прибрежного моря с положительной придонной температурой и соленостью близкой к нормальной, теплые придонные течения	Относительно глубоководный нормально соленый морской бассейн с положительной придонной температурой	Условия незначительно опресненного бассейна с положительной придонной температурой на глубинах до 50 м
Планктон	Среднегодовая температура поверхностного слоя воды на 2—3°C выше современной	Среднегодовая температура поверхностного слоя воды на 2—3°C ниже современной	Среднегодовая температура поверхностной воды на 1—3°C выше современной	Поверхностный 10-метровый слой воды прогревается до 15—17°C, соленость воды 33—34‰
Фауна моллюсков	Холодноводный бореально-но-арктический относительно глубоководный комплекс	(Легит)	Низкобореальный субтропический тепловодный комплекс, теплая гидрологическая обстановка	Тепловодный в основном субтропическо-низкобореальный комплекс на мелководье и бореально
Растительность	Березово-широколиственные леса разнообразного состава маньчжурского флористического комплекса	Березово-широколиственные леса с преобладанием дуба и вяза, с участием хвойных и присутствием холодостойких растений	Широколиственные, преимущественно дубовые леса с участием березы	Кедрово-широколиственные и дубовые леса
Климат	Теплый, теплее современного, влажный	Умеренно теплый близкий современному или несколько холоднее, умеренно влажный	Теплый, теплее современного, умеренно-влажный, все температурные показатели выше современных на 2°, осадков больше на 50—100 мм	Умеренно-холодный, муссонный, средняя температура января -9,3+—10,3°C, июля +12,9—15,6°C, осадков 800—850 мм
Условные скорости начальных этапов развития трансгрессии на рубеже холодного и теплого климатохронов	1,9 мм/год, около 2 м в 1000 лет (б. Киевка)	2,4 мм/год, около 2,5 м в 1000 лет (б. Киевка); 1,5 мм/год, около 1,5 м в 1000 лет (зал. Восток)	7 мм/год, 7 м в 1000 лет (б. Киевка); 8 мм/год, 8 м в 1000 лет (зал. Восток)	
Уровень моря	+3 м (+10м?); максимальная фаза развития. I поднейлейстоценовой трансгрессии	-40 м; максимальная фаза развития II поднейлейстоценовой трансгрессии	+2—3 м; максимальная фаза развития последней трансгрессии	Современная морская аккумулятивная терраса +3—5(7) м

ный с участием бореально-арктических видов комплекса на глубинах более 30 м

содержание сульфидов железа достигает 96% (Воскресенская, Кузьмина, 1984). Среда образования толщи была благоприятна для накопления органического вещества, рассеянного в породе, в котором содержание $C_{орг}$ в среднем близко к 2%.

В составе диатомовой флоры большое развитие получили галофильные виды *Achnanthes atacamae*, *A. conspicua*, *Fragilaria construens*, *F. constricta*, *Oerphoga martyi* и др. Многочисленны эвригалинные солоноватоводные морские виды *Diploneis smithii*, *Caloneis formosa*, *Pleurosigma delicatulum*. Отмечаются неритические аркто-бореальные формы *Thalassiosira nordenskioldii*, *Rhaphoneis surirella*, *Navicula distans* и др. Развитие галофильной флоры с участием эвригалинных видов, а также присутствие неритических и сублиторальных диатомей характерно для отложений бухт, имеющих ограниченную связь с морем, начальной фазы оптимального потепления и развития трансгрессии. Постепенно по мере возрастания глубины бассейна и приближения уровня моря, близкого к современному, в составе комплекса увеличивается роль морских сублиторальных и неритических видов и появляется океанический планктон.

В осадках встречено небольшое (8 экз.) количество раковин фораминифер, в основном *Buccella* двух видов и *Elphidium*, со следами растворения, что свидетельствует о неблагоприятных условиях для развития микрофауны и их захоронения, возможно о холодных придонных течениях. Обнаружены мелкие тонкостенные раковины *Stainforthia loeblichii* (Feuling-Hanssen), которые в Японском море существенно мельче, чем в Охотском. Весьма возможно, что более теплые воды Японского моря были неблагоприятны для существования этого арктического вида. Комплекс раковин моллюсков (определения Е.Е. Талденковой) состоит из *Serripes groenlandicus* (доминирует) и *Astarte borealis borealis*. Оба вида моллюсков относятся к холодноводным бореально-арктическим и сейчас обитают в Приморье на глубинах 30–50 м.

Палинологическое изучение толщи показало, что в растительном покрове территории, окружающей шельф, господствовали березово-широколиственные леса маньчжурского флористического комплекса с участием реликтов тургайской флоры – *Fagus*, *Celtis*, *Rhus*, из хвойных – тсуги и палеотипных видов сосен. Климат был влажный, значительно теплее и мягче современного.

В эпоху потепления климата в начале позднего плейстоцена широкое развитие получила I позднеплейстоценовая трансгрессия Японского моря, по времени сопоставляемая с казанцевской (сангамон) трансгрессией Мирового океана, начальный этап развития которой фиксируется по наличию аллювиально-морских и морских отложений свиты бурых галечников конца среднего плейстоцена на границе внутренних зон шельфа (Кузьмина и др., 1985, 1989). В максимальную фазу ее развития, совпадающую с оптимумом потепления, сформировалась толща относительно глубоководных осадков в затопленных долинах внешней зоны шельфа и терраса на побережье. Море было теплым, возможно, существовали холодные придонные течения, о чем свидетельствует состав фауны фораминифер и моллюсков и флора диатомей. По данным анализа планктон-

ных фораминифер и изотопно-кислородных кривых, среднегодовая температура поверхностного слоя воды Японского моря в оптимум этого потепления была выше современной на 2–3°C (Плетнев, 1985).

На конечную фазу оптимума приходится перерыв в осадконакоплении, который отделяет трансгрессивную толщу от регрессивной и коррелируется с наиболее интенсивной аккумуляцией аллювия в долинах континента, поставляющих терригенный материал в море. Конец I позднеплейстоценового потепления ознаменовался фазой относительного похолодания, отразившегося на характере растительности и условиях седиментации. Климат был умеренно-холодным, широко распространены хвойно-широколиственные леса. Смена фациального состава относительно глубоководных осадков прибрежно-морскими, а на отдельных участках шельфа и лагунными отложениями свидетельствует о начале I позднеплейстоценовой регрессии; это отразилось в составе комплексов диатомовых водорослей и микрофауны. Начавшаяся регрессия достигла апогея в термический минимум I позднеплейстоценового похолодания.

Палеосреда эпохи II позднеплейстоценового максимума. Комплексное изучение отложений шельфа с привлечением данных геолого-геоморфологических, спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов дала возможность стратиграфически правильно оценить и выделить отложения оптимума потепления и установить климатическую ритмичность его проявления. Для этого интервала получено 10 радиоуглеродных датировок.

Отложения оптимальной фазы потепления широко представлены на шельфе обоих участков относительно глубоководными и прибрежно-морскими фациями. Почти все литологические разности отложений хорошо сортированы. В тяжелой фракции основная роль принадлежит терригенным компонентам разнообразного состава (роговая обманка, ильменит, лейкоксен, сфен, анатаз, гранат, циркон и др.). Однако в некоторых пачках преобладают аутигенные минералы – сульфиды и окислы железа. Содержание органического углерода обычно до 2%, иногда менее 0,5%. В целом условия седиментации были благоприятны для накопления органики.

Диатомовый комплекс отложений оптимума характеризуется разнообразием морских тепловодных видов и преобладанием бореальных форм, в том числе и южно-бореальных *Thalassiosira decipiens*, *Coscinodiscus curvatus*, *C. radistus*, *Actinopterychus undulatus* и др. Из сублиторальных – *Plagiogramma staurophorum*, *Cocconeis vitrea*, *Diploneis suborbicularis*, солоноватоводно-морские *Cocconeis scutellum*, *Diploneis smithii* океанические диатомеи представлены бореальными видами *Thalassiosira excentrica*, *Coscinodiscus asteromphalus* и др. В небольшом количестве присутствуют аркто-бореальные формы *Thalassionema nitzchioides*, *Rhaphoneis surirella*, *Thalassiosira gravida* и др., пресноводные – единичны. Комплекс микрофауны состоит из *Eggerella advena* – 44 экз., *Globigerina* sp. – 28 экз., *Buccella frigida* (Cushman) – 21 экз., *Cassidulina subacuta* (Gudina) – 12 экз. и др. Их содержание увеличивается постепенно вверх по разрезу. Состав фораминифер свидетельствует о накоплении толщи осадков в теплых условиях

прибрежного моря, с соленостью, близкой к нормальной, и с положительной придонной температурой. В период седиментации осадков сказывалось влияние теплого течения, на что указывают *Globigerina* sp., *Buliminella elegantissima*.

В растительном покрове суши господствовали березово-широколиственные леса с преобладанием дуба и вяза, из хвойных встречались в основном ель, из реликтовых — тсуга канадская и палеотипные виды сосен. Примесь *Larix* и *Betula* sect. *Nanae* указывает на то, что климат оптимума второго потепления позднего плейстоцена был умеренно теплым, близким современному или несколько холоднее. Таким образом, установленное для Сибири (Кинд, 1974) довольно значительное потепление климата во второй половине позднего плейстоцена для шельфа Приморья не подтверждается, что позволяет предполагать интерстадиальный характер второго потепления позднего плейстоцена. Наши результаты совпадают с данными изотопно-кислородных кривых и анализа планктонных фораминифер, свидетельствующими, что среднегодовая температура вод Японского моря в оптимуме этого потепления была ниже современных на 2–3° (Плетнев, 1985).

Эпоха II позднелейстоценового потепления климата характеризовалась развитием трансгрессии, по времени сопоставимой с каргинской. Ее максимальная фаза совпадала с оптимумом потепления 40–35 тыс. лет назад. Конфигурация шельфовых зон существенно отличалась от предыдущей трансгрессивной эпохи начала позднего плейстоцена. Предполагается, что уровень моря в это время не превышал отметок –40 м. На то, что эта трансгрессия была самостоятельной, а не предшествующей фазой, указывают характер залегания морских толщ и структура трансгрессивного комплекса. На отметках –66 ± –68 м отложения оптимума перекрываются горизонтом торфа с датой 35 400 ± 1000 лет (ГИН-4116). На побережье у руч. Болотного в устье 6–8-метровой озерно-аллювиальной террасы возраст торфа определен шестью ¹⁴C датировками в интервале 24 300–34 070 лет. Оба горизонта торфа характеризуют условия заключительной фазы потепления. Стало быть, трансгрессия достигла своего максимального уровня до 35 тыс. лет назад, т.е. по времени оптимума этого потепления на шельфе Приморья совпадает с его развитием в Сибири. Последовавшая затем регрессия началась в конце потепления немного позже 35 тыс. лет назад и уровень моря опустился с отметок –40 ± –45 до –70 м, т.е. в среднем на 25–30 м.

Таким образом, обстановки осадконакопления оптимума второго и первого потеплений позднего плейстоцена были существенно различными. Приведенная характеристика природных особенностей второго потепления и изменений уровня моря соответствующего этапа развития шельфа дополняет палеогеографическую историю плейстоцена и помогает оценке условий межледниковых потеплений позднего плейстоцена.

Палеосреда оптимума голоцена. Атлантический период схемы Блитта–Сернандера – второй термический максимум голоцена, его оптимум, приходится на интервал времени 7360–5080 лет назад (семь датировок ¹⁴C). Отложения его вскрыты на шельфе на отметках –36 ± –22 м и про-

слежены в основании лагунной и морской террас побережья. Детальное изучение и расчленение отложений оптимума голоцена на три подпериода АТ₁–АТ₂–АТ₃ позволило выделить среднюю фазу относительного похолодания климата АТ₂ и показать, что наиболее благоприятные климатические условия имели место в третьей фазе АТ₃, которая и есть собственно оптимум голоцена.

Для шельфовых осадков атлантического периода характерно постепенное увеличение средней размерности и улучшения сортированности материала вверх по разрезу. Отличительная черта состава тяжелой фракции в шельфовых и береговых отложениях – присутствие в значительных количествах (до 80%) разнообразных минеральных новообразований. Наряду с пиритом отмечаются сидерит различных модификаций и глауконит, нигде более в плейстоценовых осадках не встреченный. Содержание гумуса в пересчете на органический углерод составляет 1,06–2,27%. Обстановка осадконакопления была благоприятной для возникновения новообразований и накопления органики, чему способствовали слабость терригенного сноса и климатические условия.

В составе диатомовой флоры резко возрастает численность морских видов от 50% в нижней части до 96% в верхней и их видовое разнообразие (до 54 видов). Они представлены аркто-бореальными планктонными неритическими *Thalassiosira nordenskioldii*, *Th. gravida*, *Buddulfia aurita*, *Rhaphoneis surirella*, сублиторальными, преимущественно бентосными видами *Cocconeis scutellum*, *Navicula forcipata*, *Diploneis smithii* и океаническими *Thalassiosira excentrica* (холодноводный северо-бореальный вид). В массовых количествах отмечены спикеры морских губок. Наряду с возрастанием роли морских диатомей падает значение пресноводных видов, ни один из которых не имеет массового развития. Изменения в составе диатомового комплекса свидетельствуют о постепенном увеличении глубин бассейна, активизации обмена водных масс в процессе развития трансгрессии.

Для микрофауны характерно максимальное количество экземпляров фораминифер – 3368, их видовое разнообразие – до 24 видов и преобладание известковых форм бентосных фораминифер. В наибольшем количестве встречены *Buccella frigida* – 290 экз., *B. inusitata* Andersen – 46 экз., *B. hannai arctica* Voloshinova – 214 экз., *Protelphidium astertuberculatum* (Voorthuysen) – 739 экз., *Elphidium selseyense* (Heron–Allen et Earland) – 1009 экз., *Criboelphidium granatum* (Gudina) – 400 экз. Наиболее тепловодная и глубоководная *Buliminella elegantissima* (d'Orbigay) – 267 экз. обитает при плюсовых температурах на глубинах до 220 м. Перечисленные виды развиты практически на всей акватории шельфа западного побережья Японского моря на глубинах до 120 м, особенно на глубине около 50 м. Экология видов свидетельствует, что вмещающие их осадки отлагались в условиях невысоких положительных придонных температур и солености близкой к нормальной. В отложениях, кроме того, в небольшом количестве найдены планктонные фораминиферы с раковинами угнетенного вида по сравнению с обитающими в открытом океане и преимущественно ювенильные формы, что предполагает наличие

течений и относительную глубоководность бассейна, с последним, возможно, связано и увеличение секретионных форм бентосных фораминифер.

В осадках шельфа атлантического возраста изучены два комплекса раковин моллюсков (Кузьмина и др., 1987). В первом, приуроченном к нижней части толщи доминирует субтропический вид *Crassostrea gigas*, как примесь к нему встречаются *Mya japonica*, *Macoma orientalis*, *Pandora cf. wardiana*. Моллюски комплекса очень тепловодные, ведущее место занимают субтропические и низкобореальные виды. По раковинам получена ^{14}C датировка в 7360 ± 250 лет (МГУ-802). В вышележащем комплексе моллюсков преобладает низкобореальный вид *Crenomytilus graganus*, кроме того, встречены *Protothaca staminea*, *Crassostrea gigas* и ряд мелких гастропод. В целом здесь представлены обитатели мелководий, но имеют место и сравнительно глубоководные виды, например *Suavodrilina kennicottii*, обитающий на глубинах 50–60 м. Датировка по ^{14}C равна 7370 ± 140 лет (МГУ-830).

На суше в это время господствовали широколиственные, преимущественно дубовые леса с участием березы, обогащенные термофилами – вязом, лещиной, орехом, грабом, липой, бархатом, ясенем, кленом, аралиевыми и др. Из реликтов тургайской флоры, вероятно, еще встречался граб обыкновенный, который не пережил следовавшего затем похолодания и иссушения климата начала позднего голоцена. Климат побережья был значительно теплее современного. Все температурные показатели были выше современных на 2°C , осадков – больше на 50–100 мм/год. Температура поверхностного слоя воды Японского моря была выше современной на $1\text{--}3^\circ\text{C}$ (Плетнев, 1985), усилилось влияние Цусимского течения и ослабло влияние холодного Приморского.

Эпоха оптимума голоцена ознаменовалась широким развитием последниковой трансгрессии и подъемом уровня моря выше современного на 2–3 м в позднеатлантическую фазу. Ингрессия моря в долины рек достигла максимальных размеров за последние 10 тыс. лет и была еще более глубокой, чем в пребореальное и бореальное время. Результаты изучения археологических стоянок древнего человека, проведенного В.П. Степановым (Кузьмина и др., 1987), свидетельствуют, что древние поселения людей уже прочно укоренились на побережье. Они занимали высокие поверхности, так как наступающее море не давало возможности существования на морской террасе и лишь в ингрессионных бухтах на низких аккумулятивных террасах были сезонные кратковременные стоянки.

Атлантическое время отличалось оптимальными климатическими условиями для развития растительного покрова на суше и существования наиболее тепловодных на протяжении всего голоцена флоры диатомей, микрофауны фораминифер и малакофауны в водах Японского моря. С этим временем связано интенсивное осадконакопление на шельфе и побережье (скорость осадконакопления составила 5,3 мм/год в условиях депрессионной структуры), пик развития трансгрессии и ее кульминация. Термический атлантический максимум, оптимум голоцена однотипно

проявился на территории Приморья, шельфа и акватории Японского моря.

Таким образом, информация о среде и условиях осадконакопления периодов климатических оптимумов позднечетвертичного времени на шельфе Приморья позволяет предположить, что не каждое потепление климата (термический максимум) может быть оптимумом данного климатомера, которому, как правило, отвечает закономерное сочетание тепла и влаги, пик развития трансгрессий и их кульминация. Условия среды климатических оптимумов не повторялись за последние 130 тыс. лет и проявлялись неоднозначно. В оптимальную стадию потепления происходили климатические изменения, выразившиеся в появлении фаз относительного похолодания климата внутри оптимума (например, голоцена как наиболее изученного периода), что почти одновременно отразилось на характере растительности, составе диатомовой флоры, микро-, макрофауны и в меньшей степени на условиях седиментации. В позднем плейстоцене на конечную эпоху климатического оптимума приходится фаза похолодания климата.

ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенская Т.Н., Кузьмина Н.Н. Строение и литолого-минералогический состав плейстоценовых отложений шельфа Среднего Приморья // Материалы I Всесоюз. шк. по стратиграфии и литологии мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Одесса, 1984. Т. 2. С. 129–131.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 257 с.
- Кузьмина Н.Н., Полякова Е.И., Шумова Г.М. и др. О среднеледниковых отложениях шельфа Японского моря // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 3. С. 679–683.
- Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И., Недешева Г.Н. Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987, № 4. С. 78–89.
- Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И. Разрез морского плейстоцена и история развития шельфа Среднего Приморья // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 149–162.
- Плетнев С.П. Стратиграфия донных отложений и палеогеография Японского моря в позднечетвертичное время по планктонным фораминиферам. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 110 с.

О ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННОМ ХАРАКТЕРЕ УСКОРЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА ВОСТОКЕ АЗИИ ПО РАДИОУГЛЕРОДНЫМ ДАННЫМ

Анализ геологических, геофизических, климатических, гидрологических и геоморфологических материалов, а также данных по цикличности проявления природных процессов и осадконакопления в восточных районах Азии показывает, что с позднего плейстоцена на протяжении голоцена происходит увеличение напряженности геодинамических и экзодинамических процессов, причем их максимальное ускорение приходится на современную эпоху, особенно на последнее столетие. Увеличиваются амплитуды и скорости дифференцированных современных тектонических движений. Побережья окраинных морей расчленяются системами впадин. На мелководьях эпиконтинентальных морей на протяжении последних десятков лет закладываются котловины. В зоне сочленения поднятий и впадин активизируются процессы современного трещинообразования. На отдельных участках мелководного шельфа проявляется современный вулканизм, фиксируется повышенная плотность теплового потока и интенсивное выделение газов. Некоторые заснувшие вулканы обнаруживают признаки увеличения тепловой активности. Усиливается сейсмоактивность территории (The Geodynamic..., 1986). Одновременно с этим активизируются основные экзогенные рельефообразующие процессы.

Геодинамические процессы в регионе проявляются на фоне действия тафрогенеза – деструктивного глубинного процесса, сопровождающегося утонением земной коры, увеличением плотности теплового потока, активизацией вулканических и сейсмических процессов. Его основное геоморфологическое следствие – образование многочисленных впадин разного генезиса и типа. Рассматриваемая территория Восточной Азии расположена к востоку от линии, соединяющей юго-западную окраину Охотского моря с Индокитаем, и представляет собой область преобладающего развития впадин. Среди них намечаются морфоструктуры по крайней мере пяти порядков. Наиболее крупные приурочены к континентально-океанической шовой зоне Монголо-Охотского пояса и некоторым другим субширотным геотектурам. Впадины второго порядка представлены котловинами Охотского, Японского, Желтого, Восточно- и Южно-Китайского окраинных морей. Впадины третьего порядка типа Сычуаньской и Чанша формируются в зоне перехода от континента к океану. Впадины четвертого порядка – крупные линейные рифтогенные образования значительной протяженности: рифтовые долины рек Красной, Нижнего Меконга, Амноккана, Имджинкана, Нактонгана, Цусимы и др. Впадины пятого порядка имеют незначительные размеры и формируются в береговой зоне окраинных морей. В целом для перечисленных впадин характерны сложная мозаичная блоковая внутренняя структура, многочисленные

проявления современного, голоценового и новейшего вулканизма, активизация поднятия гранитных массивов, активная перестройка гидросети и деструкция рельефа предгорий.

СОВРЕМЕННЫЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Анализ данных по глубинному строению территории Северо-Китайской равнины по положению кровли астеносферы, глубине залегания поверхности М, тепловому потоку и сейсмичности показывает, что современный рельеф равнины сформировался в процессе длительного унаследованного с мезозоя развития сложной системы рифтовых впадин и образования эпиконтинентальной впадины Желтого и Восточно-Китайского морей (Tan Tjong Kie, 1978; Liu Guodong, 1987). Равнина служит западным континентальным продолжением некогда единой аллювиальной поверхности дна этих морей. В период последней максимальной позднеплейстоценовой регрессии 24–15 тыс. лет назад, в пределах равнины был сформирован достаточно устойчивый и разнообразный рельеф речных долин и равнинных междуречий, о чем свидетельствует широкое развитие вскрытых бурением погребенных почв. Для равнины в голоцене было характерно устойчивое активное накопление осадков, достигших в центральной части Бохайского залива мощности 30–40 м. На основании результатов палинологических исследований и данных радиоуглеродного датирования слоев торфа голоцен здесь подразделяется на ранний (10–7,5 тыс. лет назад), средний (7,5–2,5 тыс. лет назад) и поздний (последние 2,5 тыс. лет). По результатам радиоуглеродного датирования раковин из прибрежных отложений установлено положение прибрежной ракушняковой банки с возрастом 23,7–14,8 тыс. лет на современных глубинах 112–155 м. (Лю Дуншен, 1986). Следовательно, голоценовая трансгрессия Восточно-Китайского моря распространялась с большой скоростью. Начавшись 12–10 тыс. лет назад от отметки около –150 м, она прошла до современного уровня почти за 5 тыс. лет на огромное расстояние по латерали – более 600 км.

О характере голоценовых тектонических движений можно судить по особенностям залегания отложений, возраст которых был определен по 200 датировкам ^{14}C (Geng Xiushan et al., 1987; Inventory..., 1987). По этим данным мы провели анализ высотного положения голоценовых отложений за 13 тыс. лет (табл. 1). Голоценовые отложения древнее 7 тыс. лет залегают в основном ниже уровня моря, с возрастом 7–5 тыс. лет – в нескольких метрах выше и ниже уровня моря, а 5 тыс. лет – преимущественно выше уровня моря.

Более точные сведения получены из анализа высотного положения горизонтов торфяников района Женьяна в дельте Янцзы (Li Congxian et al., 1987). На побережьях Желтого и Восточно-Китайского морей широко распространены торфяники шести возрастных генераций. Поскольку каждый из горизонтов формировался на высоте, близкой к уровню моря, его современное высотное положение может служить показателем амплитуды современных тектонических движений (табл. 2).

Высотное положение голоценовых отложений Желтого
и Восточно-Китайского морей

Таблица 1

^{14}C возраст, тыс. лет	Современная глубина залегания, м	^{14}C возраст, тыс. лет	Современная гл- бина залегания, м
13-12	-56 $\pm$ -60	6-5	-3 $\pm$ +8
12-11	-8 $\pm$ -47	5-4	-1,5 $\pm$ +10
11-10	-1,4 $\pm$ -37	4-3	-1,3 $\pm$ +7
10-9	-16 $\pm$ -20	3-2	-1,5 $\pm$ +4
9-8	-0,05 $\pm$ -16	2-1	-0,5 $\pm$ +2,2
8-7	+3 $\pm$ -13	1	0 $\pm$ +0,5
7-6	-2 $\pm$ -4,5		

Высотное положение торфяников на побережье
Восточного Китая

Таблица 2

^{14}C возраст, лет	Абс. отметки кровли, м	^{14}C возраст, лет	Абс. отметка кровли, м
15000 $\pm$ 200	-30	9670 $\pm$ 150	-2,4
14650 $\pm$ 400			
12900 $\pm$ 270	-24,9	5560 $\pm$ 117	+4,8
10885 $\pm$ 200			
10380 $\pm$ 350	-9,9	5380 $\pm$ 120	+6,1
9670 $\pm$ 150			

Высоты торфяников с возрастом более 10 тыс. лет показывают неустойчивую картину. Их положение в широком диапазоне глубин от +3 до -25 м скорее всего объясняется проявлением дифференцированных голоценовых движений и залеганием в эрозионных понижениях. Торфяники с возрастом от 10 тыс. до 5,5 тыс. лет залегают в интервале от -10 до +5 м, а моложе 5,5 тыс. лет - на высотах около 6 м.

Дополнительные сведения дает анализ скоростей современного осадконакопления в береговой зоне моря (Jiao Yaning, Fu Wenxia, 1987). Морские осадки в низовьях р. Ляохэ накапливались на протяжении позднего плейстоцена и голоцена с разными скоростями. Осадки с радиоуглеродным возрастом 39-22 тыс. лет, мощностью 35,9 м аккумулировались со средней скоростью 2,11 мм/год. Отложения с радиоуглеродным возрастом 10,8-9,0 тыс. лет, мощностью 45,7 м отлагались со средней скоростью 2,14 мм/год. Отложения с радиоуглеродным возрастом 8,5-7,5 тыс. лет, мощностью 18 м осаждались со средней скоростью 1,20 мм/год. Накопление отложений с радиоуглеродным возрастом 9,0-3,0 тыс. лет, мощностью 35,9 м шло со средней скоростью 5,98 мм/год.

Скорость осадконакопления в голоcene по сравнению с поздним плейстоценом возросла почти в три раза, что может быть связано с общей повышенной увлажненностью атлантического периода голоцена и активизацией тектонических поднятий Восточно-Маньчжурских гор (название гор применяется вслед за В.Г. Лебедевым, 1968).

Повышенным скоростям осадконакопления в окраинных морях соответствовали ускорявшиеся поднятия морских побережий. Скорости поднятий Ляодунского залива Желтого моря составляли (в мм/год): в раннем голоcene 11-12 тыс. лет назад - 0,78; 9,6 тыс. лет назад - 0,89; 8-9 тыс. лет назад - 2,37; 6,9 тыс. лет назад - 2,18; 6,5 тыс. лет назад - 1,02; 2,2 тыс. лет назад - 2,29 и 570 лет назад - 1,58. Таким образом, намечается тенденция ускорения поднятия северного побережья Желтого моря в современную эпоху почти до 3 мм/год.

Побережья Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей характеризовались голоценовыми тектоническими поднятиями с еще большими скоростями. В дельте р. Янцзы скорости поднятия составляли 9,8 тыс. лет назад - 6,3 мм/год и 6 тыс. лет назад - 3,2 мм/год. Ход изменений скоростей от начала к середине голоцена был здесь обратным по сравнению с приведенными для бассейна Нижней Ляохэ. Аналогичным образом менялись скорости поднятия на побережье Южно-Китайского моря: 11 тыс. лет назад они составляли 9,85 мм/год, 8 тыс. лет назад - 6 мм/год и 6 тыс. лет назад - 2,6 мм/год.

Сходная картина наблюдается в распределении скоростей опускания. Северная часть Желтого моря в пределах зал. Бохайвань испытывает погружение на 0,7-1,3 мм/год. На побережье Восточно-Китайского моря, в Западном Гуандуне и в дельте р. Хуанцзян средние скорости погружения составляют 2,27, а максимальные - 8 мм/год. По данным сейсмической службы Китая (Yang Huairan, Chen Xiging, 1987), в западной части зал. Бохайвань инструментальными измерениями за 20 лет (с 1962 по 1982 г.) оконтурен район интенсивного современного тектонического опускания с изменениями скоростей в -20 и -10 мм/год. Большие скорости опусканий - до 4 см/год отмечаются на севере дельты р. Янцзы. Участки современных опусканий в зал. Бохайвань имеют очертания неправильных овалов, в то время как на побережьях Восточно- и Южно-Китайского морей, Тайваньского пролива, современные тектонические впадины выражены в виде небольших грабенных, заложенных перпендикулярно к береговой линии.

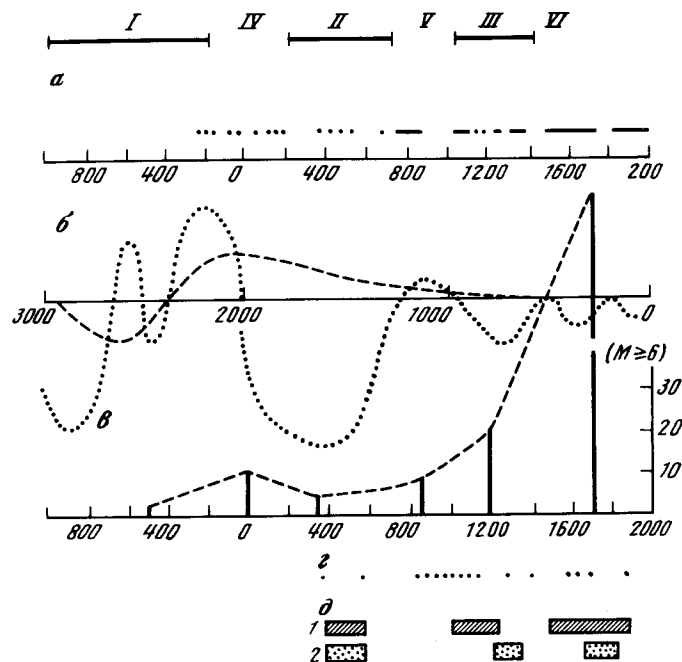
Приведенные данные подкрепляются результатами уровнемерных измерений. Неожиданно выявились значительные скорости современных тектонических поднятий на северо-восточном побережье зал. Бохайвань. Здесь, в районе г. Инкоу за 20 лет (с 1938 по 1958 г.) они составили 60 мм, т.е. происходили со скоростью 3 мм/год. За последующие 12 лет (с 1958 по 1970 г.) их амплитуда снова достигла 60 мм, а скорости соответственно увеличились до 5 мм/год. Этот район характеризуется аномальными значениями современных тектонических поднятий на побережье Желтого моря, где эти скорости имеют порядок 1-2 мм/год. Даже делая скидку на возможное совпадение усиления современных тектонических движений

с пиками их циклов и отдельными аномально развивающимися структурами, все же нельзя не отметить устойчивую тенденцию ускорения дифференцированных современных тектонических движений.

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

В современную эпоху увеличивается напряженность сейсмических процессов. Опыт сопоставления хода сейсмичности в позднем голоцене и в современный период с колебаниями уровня моря, по Р.В. Фэйрбриджу, показывает совпадение пиков наивысшего стояния моря с заключительными фазами периодов сейсмической активности. Чжен Хунан (Zhang Hunan, 1987) выделил три периода сейсмической активности и три периода сейсмического покоя. Первый период сейсмического покоя длился 600 лет — с 800 до 200 лет до н.э. Сменивший его первый период активной сейсмичности продолжался 400 лет — с 200 г. до н.э. до 200 г. н.э. Второй период продолжительностью 600 лет, охватывал отрезок времени с 200 до 700 г. н.э. Второй активный период продолжался 300 лет — с 700 по 1000 г. Третий период покоя охватывал 400 лет — с 1000 по 1400 г., а третий активный, 576 лет — с 1400 по 1976 г. Сопоставим полученные нами данные по современной истории вулканической деятельности вулкана Пэктусан (Чичагов и др. 1989), расположенного в осевой части Восточно-Маньчжурских гор, с этими периодами. Радиоуглеродные определения древесных остатков, погребенных тефрой на юго-западном склоне вулкана, позволили связать имевшиеся в литературе радиоуглеродные, археологические и исторические датировки всплеск вулканической активности района. Датировки, полученные в радиоуглеродной лаборатории Института географии АН СССР (ИГАН-866 — 880 ± 40 лет; ИГАН-867 — 870 ± 40 лет; ИГАН-865 — 820 ± 30 лет; ИГАН-868 — 680 ± 40 лет), заняли положение между радиоуглеродными определениями, полученными китайскими и японскими учеными. На северном склоне вулкана радиоуглеродный возраст погребенных деревьев, определенный китайскими исследователями, составил 1120 ± 70 лет, 110 лет назад и 1050 ± 70 лет, на восточном склоне — 1410 лет. Сопоставляя приведенные датировки погребенных деревьев с результатами стратиграфической и петрохимической корреляций широко развитой серой тефры Пэктусана, донных осадков Японского моря, пролива Сугару и окраин островов Хоккайдо и Хонсю, мы составили хроноряд из 16 проявлений вулканической деятельности вулкана Пэктусан в историческое время: 580, 870, 890, 916, 940, 990, 1000, 1120, 1150, 1170, 1310, 1412, 1597, 1688, 1702 и 1898 гг. Обращает на себя внимание их многократность и цикличность: семь событий произошло с интервалом 13–30 лет, шесть — 90–196 лет, два — 50–70 лет. Наибольший перерыв в 190 лет был между первым и вторым извержениями 580 и 870 г. 190 лет прошло и со времени последнего крупного извержения 1702 г. Описанное Н.Г. Гариным пробуждение вулкана в 1898 г. ограничилось выделением пара, газа и песка внутри кратера.

В 1989 г. в радиоуглеродной лаборатории Института географии АН СССР было сделано еще 14 опеределений возраста погребенных деревьев. Эти даты дополнили и усложнили историю вулканизма. Определилась ее



Усиление интенсивности эндо- и экзодинамических процессов на востоке Азии в современную эпоху (по данным Лю Дуншена, 1986; Чжан Хуана, 1987; В.П. Чичагова и др., 1989)

а — периоды сейсмического покоя: I, II, III — относительно спокойные, IV, V, VI — активные, повторяемость землетрясений; б — кривые колебания уровня моря, пунктирной линией показана кривая Р. Фэйрбриджа; в — увеличение числа землетрясений с $M \geq 6$ в год; г — проявления вулканической деятельности в районе Пэктусана; д — золотые процессы: 1 — периоды интенсивного опустынивания, 2 — периоды максимального отложения золотой лёссовой пыли

продолжительность с V по XIX в. Извержения проявлялись в каждом столетии, кроме седьмого. Наиболее частыми, до 2–3 они были в VIII–XIV вв. В XV–XVI вв. отмечается затухание вулканической деятельности, а в XVII–XVIII вв. ее усиление. Большая часть извержений Пэктусана с середины VIII по начало XV в. приходится на последние 2/3 или 200 лет второго активного сейсмического периода, на третий период сейсмического покоя и заканчивается в самом начале третьего сейсмически активного периода. Остальные извержения с конца XVI до конца XIX в. укладываются в последние 2/3 или 400 лет третьего сейсмически активного периода. Несмотря на то что прямой связи между увеличением сейсмической напряженности и проявлениями современного вулканизма нет, обращают на себя внимание совпадения рубежей активных и спокойных сейсмических периодов с перерывами в вулканической деятельности, а также приуроченность последних к третям активных сейсмических периодов (см. рисунок).

Таким образом, на восточной окраине Азии выяснилось совпадение периодов наиболее высокого стояния уровня моря с заключительными фазами сейсмически активных периодов. Было установлено, что большинство извержений вулкана Пэктусан связано со средним и последним периодами, активными в сейсмическом отношении. Намечен рубеж, приходящийся приблизительно на 400-й год, после которого резко увеличивается количество и сила землетрясений.

О СВЯЗИ УСИЛЕНИЯ ДЕФЛЯЦИИ С ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

В истории формирования природы Китая в современную эпоху отмечено три периода интенсивного опустынивания: 400–600, 1000–1200 и 1500–1900 гг, а также четыре периода максимального отложения лёссовой пыли: 400, 600, 1200–1300 и 1700–1800 гг. (Лю Дуншен, 1986). Сравнивая время опустынивания и отложения пыли, можно видеть, что они не полностью совпадают между собой. Сопоставляя их с проявлениями сейсмичности и вулканизма, можно сделать следующие выводы. Время начала резкого усиления дефляции совпадает с 400-м годом, который является началом усиления эндогенных геодинамических процессов. Второй и третьей эпохам увеличения сейсмической активности соответствует промежуток между первым и вторым периодами опустынивания. Последнее совпадение может быть не случайно и знаменует появление нового мощного природо- и рельефообразующего фактора. Результаты наших исследований дефляционного и аккумулятивного рельефа Восточной Монголии показывают увеличение результативности деятельности ураганов на протяжении последних веков и особенно в нашем столетии (Чичагов, 1989). Выявлен 11-летний цикл повторяемости сильных ураганов. Показано, что последние служат постоянно проявляющимся мощным фактором дальнего и сверхдальнего переноса пылеватых и песчаных частиц из центра Азии к ее восточной периферии и в пределы впадин окраинных морей. Все возрастающие антропогенные нагрузки на поверхность степных равнин Восточной и Внутренней Монголии привели к общей и частичной деградации растительного покрова, что способствовало началу резкого увеличения объемов выносимого ветром рыхлого материала. Если первая эпоха или период опустынивания еще имел естественную природу, то второй – смешанную природно-антропогенную, а третий – преимущественно антропогенную. Если это так, то увеличение продолжительности периодов опустынивания также имеет антропогенную природу.

В заключение можно сделать вывод о том, что различные геодинамические процессы, такие, как сейсмическая активность и вулканизм в современную эпоху, обнаруживают связь с колебаниями уровня моря, а такой важный фактор, как дефляция находится в зависимости от состояния эндогенной напряженности региона. Комплекс геодинамических и экзодинамических процессов в современную эпоху испытывает влияние мощных все возрастающих антропогенных нагрузок и влияний.

ЛИТЕРАТУРА

- Лебедев В.Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1968. 338 с.
- Лю Дуншен. Успехи в изучении четвертичного периода // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 53–69.
- Чичагов В.П. Геоморфологическая корреляция дефляционного и аккумулятивного эолового рельефа // Проблема геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989. С. 231–243.
- Чичагов В.П., Рим Кеон Мук, Черкинский А.Е., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст деревьев, погребенных тефрой вулкана Пэктусан на севере Кореи // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 1. С. 169–172.
- Чичагов В.П., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст палеопочв и эоловый рельеф Восточной Монголии (опыт сопоставления палеогеографических событий голоцена востока Азии) // Четвертичный период: Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 223–230.
- Inventory of quaternary shorelines: Pacific and Indian region. Tokyo, 1987. 130 p.
- Geng Xiushan, Wang Yongji, Fu Minzuo. Holocene sea-level oscillations around Shandong Peninsula // Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China ocean press, 1987. P. 81–96.
- Jiao Yaning, Fu Wenxia. Sea-level changes and neotectonic movement in coastal area of Liaoning Province // Ibid. P. 72–80.
- Li Congxian, Chen Gang, Xu Guoqiang. Sea-level transgressive Coastal zones of China since Late Pleistocene // Ibid. P. 97–108.
- Liu Guodong. The Cenozoic rift system of the North China Plane // Tectonophysics. 1987. Vol. 133, N 3/4. P. 277–285.
- Tan Tjong Kie. Geodynamics and tectonic evolution of the Panxi rift // Tectonophysics. 1987. Vol. 133. N 3/4. P. 287–304.
- The Geodynamic map of China and adjacent seas. Beijing: China Ocean Press, 1986.
- Yang Huairan, Chen Xiqing. Quaternary transgressions, eustatic changes and movements in North of East China // Ibid. 1987. P. 9–25.
- Zhang Hunan. On the relationships of Holocene sea-level changes and seismisity with plate motion // Ibid. P. 169–181.

УДК 621.039.86

Н.А. Кренке, Л.Д. Сулержицкий

АРХЕОЛОГИЯ И РЕАЛЬНАЯ ТОЧНОСТЬ РАДИОУГЛЕРОДНОГО МЕТОДА

При использовании радиоуглеродного метода датирования корректная точность принимаемого возраста объектов определяется не только манипулированием с сопровождающими даты доверительными интервалами измерений. Необходимо оценить реальную разрешающую способность метода в конкретных условиях. Решить эту задачу на теоретическом уровне трудно, так как слишком большое число природных и антропогенных факторов влияет на конечный результат. Поэтому мы избрали эмпирический путь оценки точности радиоуглеродного датирования археологических объектов. Для этой цели были выбраны серии дат, полученных по образцам с эталонных археологических памятников, о

Таблица 1

Радиоуглеродные датировки верхнепалеолитических памятников Авдеево и Костенки I (верхний слой)

№ ГИН	Дата	Памятник	№ ГИН	Дата	Памятник
1571	22700±700	Авдеево	2529	24100±500	Костенки I
1969	22400±600	"	2527	23500±200*	"
1970	22200±700	"	2528	23000±500*	"
4693	21600±400	"	2530	22800±200	"
1569	21200±200	"	3632	22800±300*	"
2535	21000±800	"	2533	22300±200*	"
1748	21000±200	"	1870	22300±230	"
1747	20800±200	"	2534	21300±400*	"
1746	20100±500	"			

* Датировки, полученные по образцам из землянки "А".

возрасте и длительности существования которых имелись независимые археологические представления. Рассматривались лишь серии дат, полученные в лаборатории ГИН. Это сделано для того, чтобы уменьшить неопределенность, связанную с частными различиями методик лабораторий, так как именно способы выделения датируемых препаратов углерода из образцов могут давать существенно различные даты.

Свою задачу мы видели в том, чтобы проанализировать дисперсию дат, полученных из археологических комплексов разного возраста, время существования которых по представлениям археологов было кратким, и таким образом определить, какова же реальная точность радиоуглеродного датирования на современном этапе в отдельных сериях дат и можно ли считать ее общей.

Для двух верхнепалеолитических стоянок — Авдеево на Сейме и Костенки I на Дону имеются представительные серии дат (табл. 1). Их распределение по возрастам близко к нормальному. М.Д. Гвоздовер, ведущий исследователь Авдеево, на основании целого комплекса археологических наблюдений считает (устное сообщение), что стоянка функционировала непродолжительное время в пределах первых десятков лет. Разброс радиоуглеродных дат составил 2900 лет. Примерно та же картина наблюдается для первого (верхнего) слоя Костенок I. Половина рассматриваемой серии получена по образцам из одного объекта — землянки "А". Разброс дат по этому объекту составил 2200 лет.

Для эпохи мезолита также имеются две представительные серии дат. Стоянки Белиево и Черная I, исследованные А.Е. Кравцовым (1989), расположены на востоке Московской области. Это чистые мезолитические комплексы. При этом на стоянке Белиево многие образцы были отобраны из практически синхронных очагов и углистых скоплений, что

Таблица 2

Радиоуглеродные датировки мезолитических памятников Белиево и Черная I

№ ГИН	Дата	Памятник	№ ГИН	Дата	Памятник
3549	10000±400	Черная I, р. II	3897	9940±300*	Белиево
3548	9770±800	"	3898	9550±100*	"
3551	8730±300	"	4728	9130±150	"
3547	8060±100	"	3899	8840±110*	"
3891	8720±200	Черная I, р. I	4732	8770±180	"
3894	8630±40	"	4730	8270±50	"
3893	8190±120	"			

* Датировки по образцам из одного жилища.

Таблица 3

Радиоуглеродные датировки городищ бронзового века — Шагара-5 и железного века — Дьяково и Луковня-2

№ ГИН	Дата	Памятник	№ ГИН	Дата	Памятник
5213	3940±60	Шагара-5	3468	1940±40*	Дьяково
5215	3890±40	"	3196	1940±40*	"
5215	3860±90	"	3199	1900±40*	"
5211	3820±40	"	3459	1860±40*	"
5215	3750±60	"	3458	1850±40*	"
5448	2350±80	Луковня-2	3195	1840±40*	"
5447	2240±50	"	3193	1840±30*	"
5450	2240±80	"	3192	1830±40*	"
5449	2000±100	"	3464	1830±100*	"
			3194	1690±30*	"

* Датировки одной постройки из верхнего слоя Дьякова городища.

доказывают микростратиграфия и ремонт кремневых изделий: фрагменты кремневых изделий, найденные в разных углистых скоплениях, оказывались частями одного целого. Разброс дат из этих не долго существовавших стоянок составил более 1000 лет (табл. 2). Серия дат по образцам с городища бронзового века Шагара 5 (Рязанская обл.), изученного Б.А. Фоломеевым, небольшая, но интересна тем, что синхронность образцов доказывается археологически — они взяты из единой оборонительной конструкции. Разброс дат составил 200 лет (табл. 3). Вероятно, при увеличении числа дат разброс несколько бы увеличился.

Величины разброса радиоуглеродных дат
из эталонных археологических памятников

Археологическая эпоха	Памятник (объект)	Разброс дат, лет	Отношение максимального разброса дат к средней статистической ошибке
Палеолит	Авдеево	2600	2,4
	Костенки I (землянка "А")	2200	3,5
Мезолит	Белиево	1100	3,2
Бронзовый век	Шагара-5	190	1,6
Железный век	Дьяково (жилище)	420	3,5
	Дьяково (жилище)	250	2,7
	Луковня-2	350	2,3

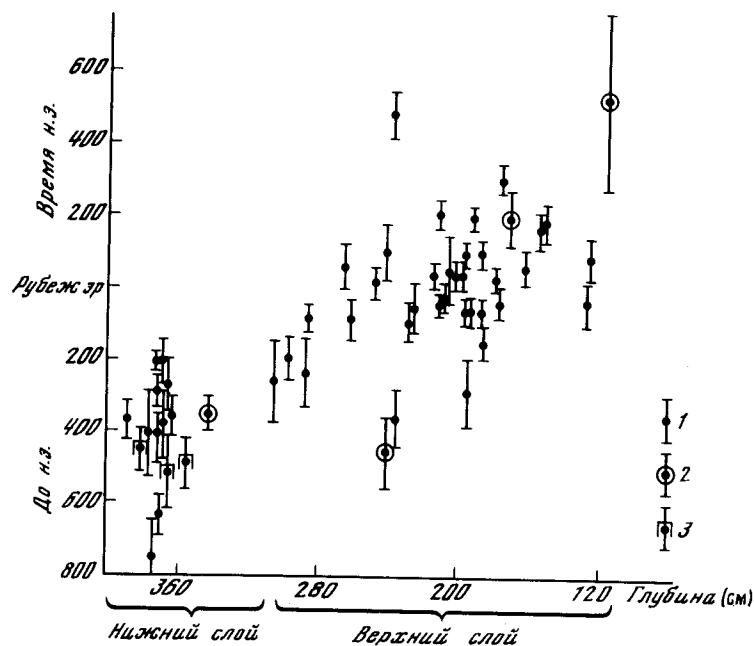


Рис. 1. Стратиграфо-хронологическое распределение условно календарных радиоуглеродных дат (дата $\times 1,03$), полученных по образцам из культурного слоя Дьякова городища

1 — древесный уголь; 2 — кость; 3 — земля, насыщенная органикой; глубина 120 см соответствует дневной поверхности городища до раскопок

Наиболее массовые материалы имеются для железного века. Датированию подвергались образцы из культурного слоя и оборонительных конструкций городищ. Для Дьякова городища, расположенного в Москве, имеется более 60 дат для хорошо стратиграфированных культурных отложений, накапливавшихся со скоростью около 3 м за 1000 лет. С достаточной надежностью удастся выделить узко датирующиеся, с археологической точки зрения, стратиграфические горизонты и объекты (например, постройки). На рис. 1 показано, как распределяются даты, полученные для культурного слоя Дьякова городища, в зависимости от глубины залегания образцов. При анализе дисперсии этих дат необходимо учитывать, что две даты (360 г. до н.э. и 450 г. до н.э.) по образцам с глубины 240 см, относятся не к верхнему, а к нижнему слою городища, так как в месте отбора образцов был прослежен перекоп.

В таблице 3 приведены даты, полученные по образцам из одной постройки в верхнем слое Дьякова городища. Разброс их равняется 250 годам. Эта величина не случайна. Если взять любой узкий стратиграфический горизонт Дьякова городища, для которого имеется представительная серия дат, то можно увидеть (см. рис. 1), что амплитуда их дисперсии колеблется в пределах первых сотен лет.

На городище Луковня-2, расположенном близ Подольска, датированию подвергались сгоревшие конструкции внешнего оборонительного вала. Результаты, приведенные в табл. 3, весьма показательны. Отбор образцов производился из трех залегающих одна над другой углистых прослоек. Даты по образцам из верхней и нижней прослоек, были одинаковыми — 2240 лет, а из средней прослойки, возраст которой со стратиграфической точки зрения определяется возрастом выше- и нижележащих прослоек, получены даты 2000 и 2350 лет.

Приведенные данные о разбросе дат по образцам из объектов, которые с археологической точки зрения существовали непродолжительное время, отнюдь не исключение. Подобная картина дисперсии дат для одного объекта воспроизводится довольно часто. Сошлемся лишь на два, на наш взгляд, типичных примера. На поселении Кетонаха I (Финляндия) для трех очагов были получены три пары дат: 1830 ± 110 и 1780 ± 100 ; 1390 ± 110 и 1530 ± 110 ; 1970 ± 110 и 1720 ± 110 (Iron age..., 1986). Таким образом, в двух случаях из трех расхождение превысило стандартную ошибку. Одновременные, с археологической точки зрения детали конструкции на неолитическом поселении Росдорф дали даты 4555 ± 145 , 4480 ± 180 , 3840 ± 165 (Whittle, 1988).

Составленная нами итоговая таблица 4, безусловно, носит предварительный характер, но позволяет проследить некоторые закономерности и сделать оценки, которые, вероятно, имеют практическую ценность. Как следует из таблицы, верхнепалеолитические и мезолитические памятники датируются радиоуглеродом с точностью 1–3 тыс. лет. Почти на порядок точнее датируются памятники бронзового и железного веков.

Здесь амплитуда разброса – первые сотни лет. Показательно, что отношение величины разброса дат к величине статистической ошибки колеблется очень незначительно. Амплитуда разброса дат превосходит статистическую ошибку в 2–4 раза. Эта закономерность сохраняется для памятников всех возрастов.

В случае, если приведенные данные подтвердятся в ходе дальнейших исследований, то это будет иметь важное значение для интерпретации результатов радиоуглеродного датирования. Представим гипотетический случай, что для палеолитического памятника получена серия дат с систематическим разбросом более 2–3 тыс. лет. Учитывая приведенные данные, можно предполагать, что здесь смешаны разновременные материалы. И наоборот, если разброс дат не превышает 2–3 тыс. лет, то при нынешнем уровне развития методики сбора материала и его датирования было бы некорректно настаивать на существовании нескольких этапов функционирования памятника. Для железного века контрольные цифры соответственно составят 200–400 лет.

Имевшиеся в нашем распоряжении материалы позволили сделать еще одно наблюдение: примерно каждая десятая дата сильно "отскакивает" от остального массива дат. Можно находить этому разные объяснения, но в силу систематичности явления его надо учитывать при интерпретации результатов радиоуглеродного датирования.

Следует подчеркнуть, что в археологическом контексте практически каждого из рассмотренных нами памятников можно сомневаться, если брать их по отдельности. Можно предполагать, что это не узко датированные комплексы, а места неоднократных посещений, что и обусловило разброс дат. Но против такой интерпретации свидетельствует повторяемость характера разброса дат на всех памятниках, и в том числе на объектах, длительность существования которых маловероятна. Отметим также, что характер разброса дат не учитывался при отборе серий для анализа. Критерием служило наличие значительной серии дат и представлений об археологической чистоте комплекса.

Вернемся к табл. 1. Все сказанное выше не означает, что можно уверенно отвергнуть предположение о неоднократности проявления человеческой активности как, например, в Авдеево, где может быть именно этим обусловлен разброс дат. Однако сегодня такое утверждение, сделанное на основании разброса дат, было бы некорректным.

Для достижений большей точности интерпретаций необходима работа в двух направлениях: 1) совершенствование методики радиоуглеродного датирования; 2) более тщательное изучение археологического контекста, специальное исследование чистоты и генезиса датировемых материалов и верификация гипотез относительно длительности существования памятника, наличия или отсутствия в нем нескольких эпизодов функционирования.

Попытки же для каждой отдельной даты постфактум искать причины отклонений в ту или иную сторону на наш взгляд малопродуктивны для интерпретации ситуации в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Кравцов А.Е., Лозовский В.М. Мезолитическая стоянка Черная-I в Мещере // Сов. археология. 1989. № 4. С. 143–162.
- Кренке Н.А., Сулержицкий Л.Д. Радиоуглеродная и археологическая хронология Дьякова городища // Краткие сообщения ин-та археологии АН СССР. 1988. № 194. С. 39–44.
- Iron age studies in salo. Helsinki, 1986. 92 p.
- Whittle A. Problems in neolithic archaeology. Cambridge, 1988. 17 p.

УДК 902.6:902.652"633"+*634"

А.П. Журавлев, И.М. Экман, А.А. Лийва

ДАТИРОВКА АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ В БАССЕЙНЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА ПО РАДИОУГЛЕРОДНЫМ ДАННЫМ

В бассейне Онежского озера в благоприятных природных условиях сформировались самобытные оригинальные культуры, не имевшие аналогов в Северной Европе. Стоянки располагались на озерных террасах. Причины колебаний уровня Онежского озера в голоцене объяснялись поразному. К.К. Марков и др. (1934), Б.Ф. Земляков (1936), Д.Д. Квасов (1976), Г.А. Панкрушев (1978) и др. основным фактором, влиявшим на изменения береговых линий, считали неравномерное изостатическое поднятие Балтийского щита. Компенсационные движения, возникшие в результате снятия ледниковой нагрузки, приводили к перекоосу озерной котловины и перемещению озерных масс к южным берегам. Ряд исследователей эти явления объясняют неотектоникой, вызвавшей дифференцированное перемещение отдельных блоков земной коры в пределах озерной котловины (Бискэ и др., 1971). Э.И. Девятова (1986) склонна объяснять колебания уровня Онежского озера в основном эвстатическими причинами.

В последние годы в Онежской котловине установлены многочисленные следы древних землетрясений, имевших место около 7200–7300, 4200 и 3000–2000 лет назад (Журавлев и др., 1988а). Они обнаружены в геологических и археологических объектах, представлены различными формами палеосейсмодислокаций. Проявившиеся на фоне изостатических движений землетрясения совместно определили особенности колебания уровня водоема в голоцене, влияли на положение порога стока, регулировали миграцию древнего населения.

Наиболее ранние группы населения связываются с раннемезолитической культурой, уходящей корнями в позднелитические постсви-дерские культуры охотников на мамонтов. Эти группы проникли на северо-восток в раннем голоцене. Население адаптировалось к местным природным условиям, освоило новые породы: сланец, кварц, лидит. На ранних этапах люди вели полукочевой образ жизни, охотясь на северных

олений, позже — оседлый, с ведущей ролью рыболовства. Находясь в относительной изолированности, это локальное образование — культура — представляло собой особый заонежский культурно-хронологический вариант мезолита Северной Европы (Журавлев, 1989), где сформировался антропологический тип населения с европеоидными чертами. Ему принадлежит приоритет создания Оленеостровского могильника на Южном Оленьем острове в Онежском озере.

По датировке мезолита Карелии высказаны различные точки зрения. Одни исследователи связывают ранний этап заселения этой территории с "арктическим палеолитом" (Земляков, 1937; Савватеев, 1977), другие датируют наиболее ранние памятники X тысячелетием до н.э. и относят их к раннему мезолиту (Панкрушев, 1978). Финальный мезолит датирован IV тысячелетием до н.э. Эти выводы не были подкреплены результатами сопряженного применения комплекса методов, среди которых ведущее значение для археологии имеют хроно- и биостратиграфические, включая изотопное датирование. Они базировались в основном на постулате высотного расположения поселений над уровнем водоема: чем памятник выше уровня Онежского озера, тем он древнее.

Вполне очевидно, что высотный метод в настоящее время не может удовлетворительно решить проблему датировок древних памятников. Необходимо проведение комплексных исследований. Такие работы ведутся на территории Карелии (Девятова, 1986; Журавлев и др., 1988а, б; Журавлев, Экман, 1989). Получены данные, освещающие с новых позиций проблему датирования древних поселений разных эпох. На основании этих результатов авторы статьи предлагают существенно обновленную хронологическую шкалу мезолитических и более молодых поселений региона с учетом комплекса применяемых методов исследований. Радиоуглеродное датирование играет особенно важную роль при решении вопроса о возрасте археологических памятников. В настоящее время использованы результаты свыше 100 датировок, в том числе по эпохе мезолита 21.

Из мезолитических поселений восточного побережья Онежского озера, размещенных к юго-востоку от устья р. Водлы, получены самые ранние даты: Бесов Нос VI — 8300 ± 80 (ТА-1454) лет, Кладовец VIII — 7760 ± 100 (ТА-1445), Муромское VII — 7940 ± 120 (ТА-1134) и др. Археологические, геологические и палеогеографические материалы не противоречат таким датировкам, что позволяет сделать вывод о том, что заселение Карелии в голоцене произошло не позднее конца VIII тысячелетия до н.э. (с учетом Оленеостровского могильника). Среди памятников эпохи мезолита по составу преимущественно используемых древним населением горных пород установлены две группы: 1 — с кварцево-сланцевым инвентарем; 2 — с кремневым. Они характеризуют две параллельные линии развития культуры на всем протяжении мезолита Карелии. Первая культурная традиция, которой свойственно использование кварцево-сланцевых орудий (рис. 1) связана с потомками постсвидерских культур Западной Европы — европеоидами, проникшими в раннем голоцене далеко на северо-восток Европейского континента. Вторая культурная линия уходит

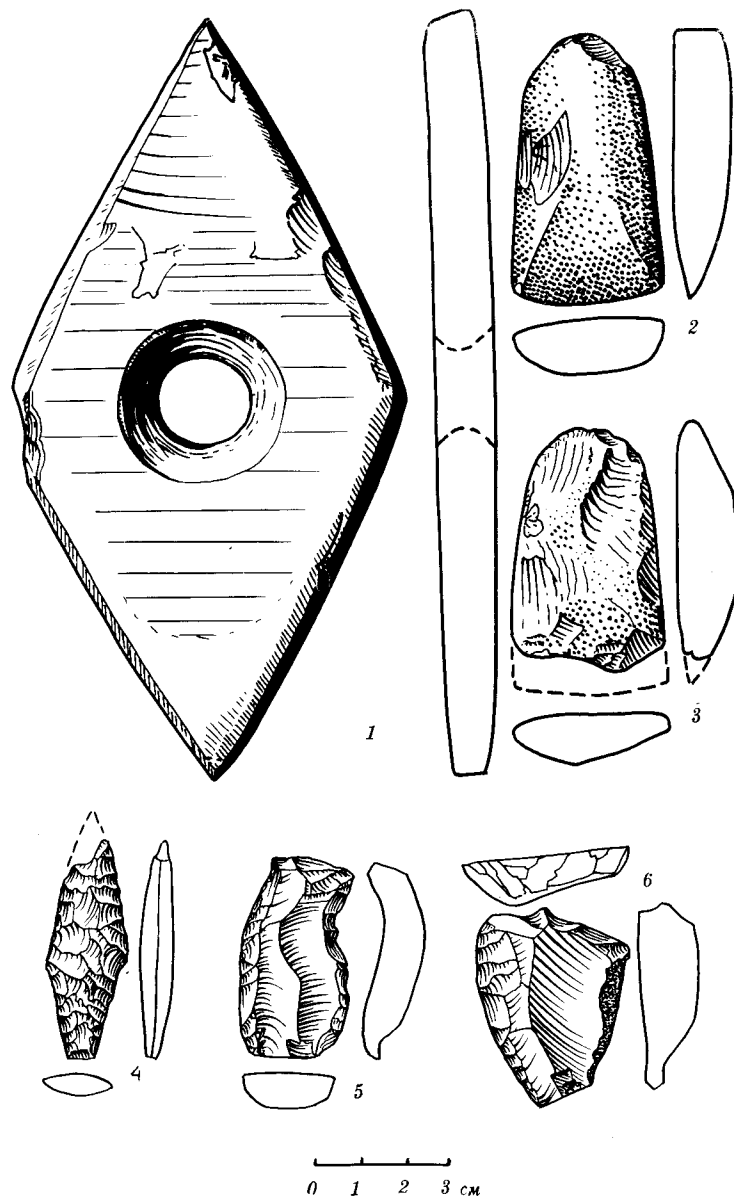


Рис. 1. Каменный инвентарь энеолитического поселения Пегрема I
1 — клевец (сланец), 2, 3 — теслы (сланец), 4 — наконечник стрелы (кремнь), 5 — нож (кремнь), 6 — скребок (кремнь)

корнями в Верхневолжский кремневый мезолит. Памятники этой традиции расположены в юго-восточной части Карелии и прилегающих к ней районах Вологодской и Архангельской областей. Обе мезолитические культурные традиции развивались до середины V тысячелетия до н.э. Их финальные памятники характеризуются следующими датировками: Пегрема VIII – 7050 ± 150 (ТА-672) лет, Шелтозеро X – 6400 ± 80 (ТА-1308), Шелтозеро XI a – 6480 ± 70 (ТА-1312) и др.

Со второй половины V тысячелетия до н.э. на северном побережье Онежского озера, отличающемся чрезвычайно сильной изрезанностью береговой линии, возникла на базе кварцево-сланцевого мезолита ранне-неолитическая культура Пегрема. Время ее зарождения хорошо датируется по очаговому углю из поселений Пегрема IX – 6510 ± 90 (ТА-1161) лет назад и Шеттима I – 6400 ± 150 (ТА-1552). К этому времени местная позднемезолитическая культура уже достигла своего кульминационного развития. Прекращается охота на северного оленя. Благоприятные климатические условия голоценового оптимума, изобильная и разнообразная по видовому составу флора, водная и наземная фауна способствовали рыболовству, индивидуальной охоте и собирательству, а богатые местные источники минерального сырья – совершенствованию каменной индустрии. Существенно, что благодаря значительному понижению уровня воды Онежского озера, особенно в северной части его котловины, обнажились ленточные глины, которые с этого времени стали применяться для изготовления сосудов. Именно с этого хронологического рубежа в бассейне Онежского озера впервые на европейском Севере появились глиняные горшки, украшенные орнаментом из оттисков рыбьих позвонков. Основным промыслом становится рыболовство, частью охота на нерпу.

К наиболее интересным, эталонным ранне-неолитическим памятникам, содержащим самые первые комплексы керамики с позвонковым орнаментом, относится поселение Пегрема IX (Журавлев, 1989; Журавлев и др., 1988а; Журавлев, Экман, 1989; и др.). Здесь раскопан бытовой центр с мастерской по изготовлению каменных орудий, вскрыты очаги, хозяйственные ямы и могилы. Вещевой материал представлен большим числом изделий из кварца и сланца (преобладает кварц). Типологически орудия приближаются к более ранним формам. Некоторые изделия сохранили местные позднемезолитические традиции: резцы, миниатюрные скребки, пластины, орудия с прямыми и желобчатыми лезвиями и т.д. Совместно с последними в поселении Пегрема IX встречаются и ранне-неолитические орудия (стамески, кирка). Самые древние глиняные горшки, составляющие единый комплекс с перечисленным выше каменным инвентарем, имели полуяйцевидную форму, острое дно. Они украшались по всей поверхности оттисками рыбьих позвонков в виде римской цифры I и II (Журавлев, 1989; Журавлев и др., 1988а). В глиняном тесте толстостенных сосудов присутствует примесь песка или толченой дресвы. Обжиг керамики средний, хорошего качества. Цвет поверхности коричневый. Авторы статьи предлагают назвать эту культуру керамики по содержащему ее наиболее раннему памятнику – пегремской.

Зарождение ранне-неолитической культуры Пегрема в целом совершалось в благоприятных природно-экологических условиях очень быстро, скачкообразно. Исключительно удобные пути сообщения в бассейне Онежского озера способствовали устойчивым контактам различных групп населения, связям и обмену производственным опытом на значительном расстоянии. Эта культура в раннем неолите оказала влияние на распространение и последующий расцвет сходных культурных образований в разных районах Фенноскандии.

Вслед за пегремской ранне-неолитической культурой на восточном и юго-восточном побережьях Онежского озера параллельно стала развиваться культура ямочно-гребенчатой керамики на основе поздне-мезолитических поселений с кремневым инвентарем (Водла V, Черная речка I и др.). Памятники этой культуры расположены также в Архангельской, Вологодской и Ленинградской областях, а позднее более широко распространились к северу и западу на территории Карелии (Пегрема V, Паллагуба VII, Вигаинаволок I – нижний горизонт, Пога I, Андозеро I и др.). Всего известно более 300 памятников. Наиболее ранние из них сохранили в своей основе поздне-мезолитический облик каменного инвентаря, изготовленного из кремня, частью сланца и других пород. Керамика представлена крупными и средними по размерам сосудами полуяйцевидной формы, поверхности которых украшены круглыми коническими ямками и оттисками гребенчатого штампа.

Для самого раннего и длительное время существовавшего поселения Черная Речка I, содержащего типичную культуру ямочно-гребенчатой керамики, получена серия радиоуглеродных дат: 6200 ± 100 (ТА-1637) лет, 5950 ± 100 (ТА-1648), 5800 ± 100 (ТА-1650) и 5500 ± 100 (ТА-1651). Таким образом, хронологические рамки раннего этапа развития этой культуры определяются концом V и первой половиной IV тысячелетия до н.э.

В орнаменте поверхностей поздних глиняных сосудов ямки сочетаются с оттисками рыбьих позвонков, отступающей лопаткой, веревочным штампом. Это свидетельствует о развитых контактах с племенами пегремской культуры, возникших во второй половине V тысячелетия до н.э. на базе мезолитических поселений Заонежского культурного варианта.

Эти два разноэтнических пласта культур существовали какое-то время синхронно, взаимообогащаясь и ассимилируясь. В зоне их контакта во второй половине IV и начале III тысячелетий до н.э. на северо-западном побережье Онежского озера и Заонежье возникла энеолитическая культура ромбоямочной керамики. В ее сложении приняло участие также население с гребенчато-ямочной керамикой, зародившейся в одном из районов европейского Севера (рис. 2).

В энеолите Карелии выделяется два длительных периода. Первый – Вигаинаволокский – связан с поселениями ромбоямочной керамики. Эти поселения возникли на основе культур сперрингс и ямочно-гребенчатой в конце IV – начале III тысячелетий до н.э. Эталонными памятниками являются Вигаинаволок I – верхний горизонт, Илекса I, Сухая Водла II, Войнаволок IX и др. Всего их известно более 100. Продолжают период памятники Пегремского этапа, представленные поселениями Пег-

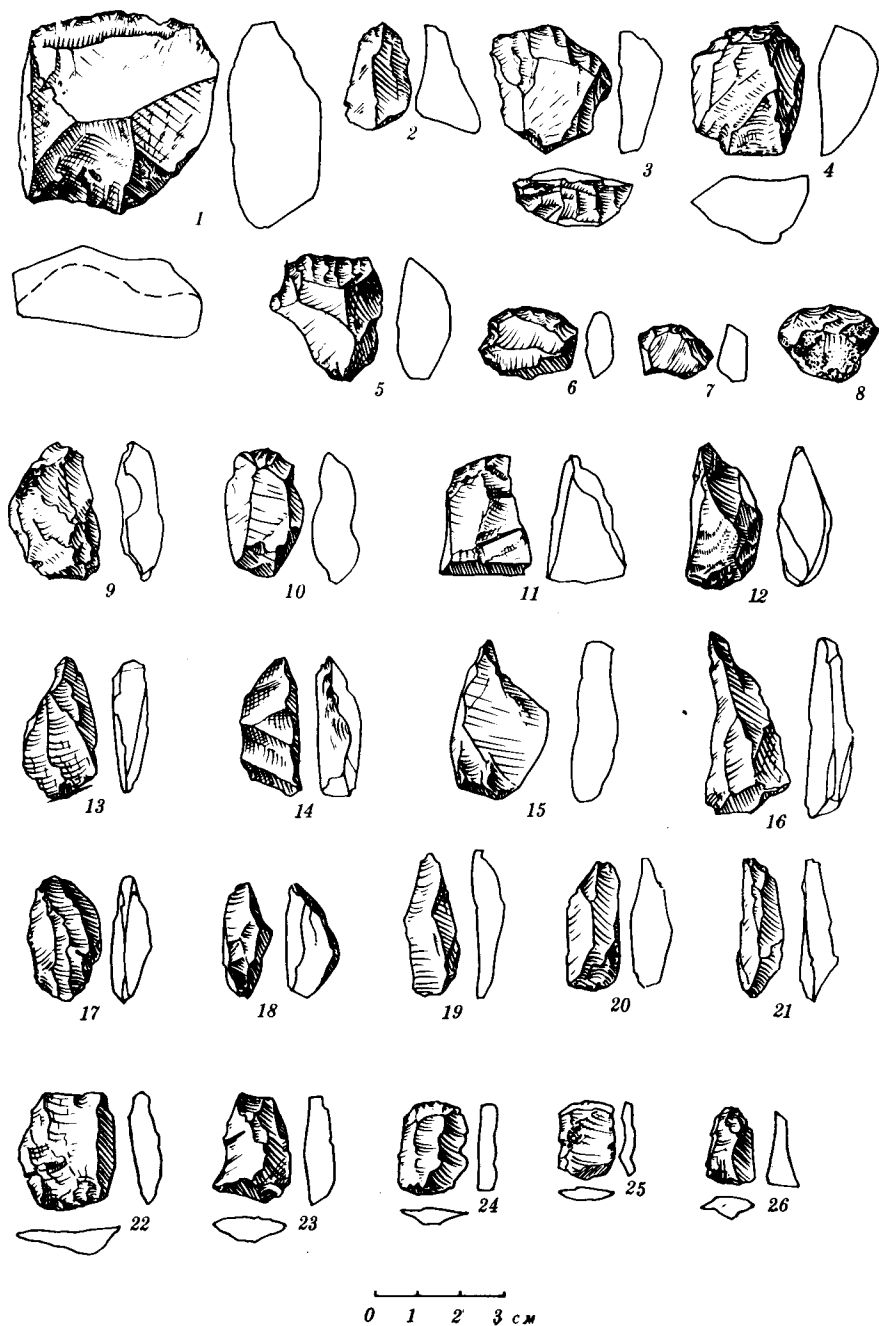


Рис. 2. Кварцевый инвентарь из мезолитического поселения Пегрема VIII
1 — желобчатое тесло, 2-8, 24 — скребки, 9, 21, 23, 26 — резцы, 22 — желобчатое долото, 25 — пластина

рема I, II, III, VII, Деревянное I и др. Они существовали во второй половине III тысячелетия до н.э.

Второй период энеолита Карелии соотносится с поселениями асбестовой керамики. Среди исследователей нет единого мнения относительно места происхождения этой керамики и ее датирования. Новая трактовка проблемы предложена А.П. Журавлевым. На основании анализа коллекции посуды из 150 поселений с асбестовой керамикой им был сделан вывод о том, что она возникла в эпоху энеолита ромбоямочной керамики и продолжала существовать все II тысячелетие до н.э.

Выделяется два этапа развития асбестовой керамики: Войнаволоцкий и Палайгубский (Журавлев, 1987). Ранний этап — Войнаволоцкий — характеризуется следующими радиоуглеродными датировками из поселений с чистыми культурами: Войнаволок XXIV — 4250 ± 70 (ТА-820) лет, Войнаволок XXVII — 4410 ± 50 (ТА-1748), Челмужская Коса XXI — 3980 ± 90 (ТА-1783). Возрастной интервал раннего этапа развития асбестовой керамики оценивается второй половиной III — первой половиной II тысячелетий до н.э. Поздний этап — Палайгубский — представлен радиоуглеродными датировками из поселений Палайгуба II — 3150 ± 100 (ТА-1007) и Оровнаволок XVI — 3050 ± 60 (ТА-829). Этот этап существовал во второй половине II тысячелетия до н.э., завершая энеолит асбестовой керамики Карелии.

В связи с решением вопроса происхождения асбестовой керамики большое значение имеют результаты комплексной экспедиции Карельского НЦ РАН, Института физики Земли РАН, Института зоологии и ботаники АН Эстонии летом 1986 г. Были обнаружены местонахождения асбеста в четвертичных отложениях северной части Онежской котловины. В районах асбестовых местопоявлений расположены перечисленные поселения с асбестовой керамикой. Согласно радиоуглеродным датировкам они частью относятся ко второй половине III тысячелетия до н.э. и являются наиболее ранними поселениями такого типа в Северной Европе. Край богат минеральными и биологическими ресурсами. Это дает основание считать его одним из древнейших центров производства асбестовой посуды на европейском Севере. В лаборатории минералогии и геохимии Института геологии Карельского НЦ РАН был проведен фазовый анализ образцов породы из местных месторождений и образцов асбеста из керамики поселений Войнаволок XXIV, Оровнаволок XVI, Палайгуба II, X. Таким образом установлен факт использования местного асбеста при изготовлении глиняной посуды в Заонежье в III тысячелетии до н.э.

Асбестовая керамика возникла в Карелии впервые на поселениях раннего энеолита ямочно-гребенчатой и ромбоямочной керамики в районе месторождений сырья. Эффект использования новой посуды был значительным: асбестовая керамика обладала большей прочностью, дольше сохраняла пищу горячей. Упростилась технология изготовления глиняной посуды. Асбестовые сосуды стали тонкостенными и более легкими. Эта керамика быстро распространилась среди энеолитического населения европейского Севера благодаря торгово-экономическим контактам.

В дальнейшем асбест получил применение в древней металлургии для изготовления огнеупорных тиглей, которые использовались при плавке самородной меди.

ЛИТЕРАТУРА

- Бискэ Г.С., Лак Г.П., Лукашов А.Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 73 с.
- Девятова Э.И. Природная среда и ее изменения в голоцене (побережье севера и центра Онежского озера). Петрозаводск: Карелия, 1986. 110 с.
- Журавлев А.П. Энеолит асбестовой керамики Карелии // XII Всесоюз. финноугорская конференция. Устинов: Ин-т языка, литературы, истории Коми ФАН СССР, 1987. С. 15–16.
- Журавлев А.П. Заонежский культурнохронологический вариант мезолита Северной Европы // Скандинавский сб. Т. 33. Тарту: Изд-во Тарт. ун-та, 1989. С. 121–135.
- Журавлев А.П., Лукашов А.Д., Экман И.М., Ильин В.А. О послеледниковых землетрясениях в Карелии по археологическим и геолого-геоморфологическим данным // Геология и петрология. Петрозаводск: Ин-т геологии Карел. ФАН СССР, 1988а, С. 58–62.
- Журавлев А.П., Экман И.М., Лийва А.А. Хронология культуры сперрингс в бассейне Онежского озера и особенности природной среды, способствующей ее развитию // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1988б. С. 69–76.
- Журавлев А.П., Экман И.М. По следам землетрясения в Пегреме // Природа. 1989. № 6. С. 27–30.
- Земляков Б.Ф. Неолитические стоянки восточного берега Онежского озера // Тр. Ин-та антропологии, археологии, этнографии АН СССР. 1936. Т. 9. С. 111–141.
- Земляков Б.Ф. О современной трансгрессии Онежского озера // Материалы по поднятию производительности сельскохозяйственных земель посредством мелиорации. Л., 1937. Вып. 2. С. 157–170.
- Квасов Д.Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л.: Наука, 1976. С. 7–40.
- Марков К.К., Порейский В.С., Шляпина Е.В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1934. Вып. 4. № 1. С. 71–129.
- Панкрусев Г.А. Мезолит и неолит Карелии. Ч. 1. Мезолит. Л.: Наука, 1978. С. 26–52.
- Саватеев Ю.А. Залавруга. Ч. 2. Л.: Наука, 1977. 313 с.

УДК 551.794+551.89(571.5)

Г.А. Воробьева, О.И. Горюнова, Н.А. Савельев

ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Актуальность изучения голоцена юга Средней Сибири усиливается в связи с назревшей необходимостью оценки современного состояния окружающей среды экологически неблагополучных районов, прогнозными построениями, разработкой международных программ по экологии оз. Байкал и его геодинамике. Вместе с тем голоцен юга Средней Сибири характеризуется крайне низкой степенью изученности. В последнее десяти-

Стратиграфический разрез голоцена Приольхонья

Период тыс. лет	Фаза	Растительность	Разрез, номер культурного горизонта	Радиоуглеродная дата, лет назад	Эпоха	Характеристика отложений		Мелкие мерзлотные кряжи	Климатические колебания	
						Термические условия	Увлажнение			
0	SA-3	Сухие степи, острова сосняков и лиственничников								
1	SA-2	Горная тайга и степи	Тышкинэ 2, I–III Тышкинэ 3, I–III Листвяничная губа Улан-Хада-0 ^В	1427±15 1750±50	Железный век	Пачка V	Пески и супеси малогумусные, переслаивающиеся с 2–3 беслесными прослойками	Золотые пески, дюны	Потепление	Увеличение увлажнения
2	SA-1	Холодные сухие степи (полюны, плауны)	Улан-Хада-0 ^Н Берлога-I, II Итырхей-0							
3	SB-3	Степи	Саган-Нугэ-I, II IV	3080±60 3160±50 3780±100	Бронзовый век	Пачка IV	Супеси сильногумусированные	0,1–0,5 м до 4–5 м	Значительное похолодание	Потепление
4	SB-2	Степи (полюнные)	Улан-Хада-I ^Н VI VII	3620±50 3710±100 3660±60 3980±30			Чередующиеся прослойки супесей разной степени гумусированности	0,1 м	Ослабление аридизации	Потепление
5	SB-1	Сухие степи	Листвяничная губа Улан-Хада-VIII	4060±80 4150±80				0,3–0,4 м	Аридизация	Потепление
6	AT-3	Степи и луговые степи	Листвяничная губа Улан-Хада-IX Итырхей-III Саган-Нугэ-III–V Тышкинэ 3-VIII, IX Берлога-III, IV, V Итырхей-V, VI	4050±15 4500±100 4430±15	Неолит	Пачка III	Супеси и суглинки сильногумусированные	0,5–0,6 м	Значительное похолодание	Потепление
7	AT-2	Доминируют степи и луговые степи, появляются островные светлохвойные леса	Саган-Нугэ-VI, VII Берлога-VI, VII Улан-Хада-XI	5700±200	Поздний мезолит	Пачка II	Супеси зеленоватожелтоватые с отдельными гумусированными прослойками	0,4–0,5 м	Слабое похолодание	Потепление
8	AT-1	Доминируют открытые пространства, среди них: холодные степи (карликовая березка, полюны, плауны)	Саган-Нугэ-VIII–XI Итырхей-VII Мыс Голоустный Итырхей-IX, VIII	7300±290 7810±90 8005±210 8100±100	Средний мезолит	Пачка I	Супеси и суглинки гумусированные	0,3–0,4 м	Постепенное уменьшение увлажнения	Потепление
9	BO-3		Берлога-VIII				Супеси и дресвяники с тонкими гумусированными прослойками и фрагментами оторфованных горизонтов		Постепенное похолодание	Умеренное увлажнение
10	BO-2									
10	BO-1									
10	PB-2		Мыс Зелененький	10325±85						
10	PB-1									

Стратиграфический разрез голоцена в долинах рек Белой и Кана

0 тыс. лет	Период	Фаза		Растительность в долинах рек	Разрез, номер культурного гори- зонта	Радиоуг- леродная дата, лет назад	Эпоха	Характеристика отложений высо- кой поймы	События, явления	Климатичес- кие колебания
		Белой	Кана							
0	Субатлантический	SA-3	SA-3	Лесостепи, смешанные леса и сосняки	Казачка I Горелый Лес I Луговая I		Железный век	Супеси и суглинки слабопесчаные вы- соко- и среднегу- мусированные с прослойками и линзами песка аллювиального и золотого генезиса	Следы золотых процессов	Уменьшение увлажненности, некоторая стабилизация температур- ных условий
1	Суббореальный	SA-2	SA-2	Смешанные леса, березово-сосновые с примесью ели, кедр, ольховых	Горелый Лес II, III Казачка II, III Луговая I', III		Бронзовый век	Суглинки высоко- гумусные с тонки- ми прерывистыми песчаными прос- лойками	Крио- генное трещи- нообра- зование	Чередование фаз похолода- ния и потепле- ния климата
2		SA-1	SA-1							
3		SB-3	SB-3							
4		SB-2	SB-2							
5	Атлантический	SB-1	SB-1	Березовые леса с при- месью сосны, ели, пих- ты, кедр	Усть-Белая II ^a Горелый Лес IV, V Казачка IV	4600±60	Неолит	Пески с 2-3 про- слоями сильногу- мусированных суп- сесей	Криотур- бации	Постепенное потепление, увеличение увлажненности
6		AT-3	AT-3		Горелый Лес V ^a Луговая VI, VII, VIII Мишелевка VII, VIII	5430±120		0,2-1,5 м		
7		AT-2	AT-2		Казачка VI Казачка VIII Горелый Лес VI	6650±200 6850±210 6695±150		0,5-1 м		
8		AT-1	AT-1		Усть-Белая I Луговая IX	6996±150		Пески и супеси с гумусированными прослойками		
9	Бореальный	BO-3	BO-3	Открытые пространства и основых лесов	Казачка XI Казачка XII	8300±250 8000±150 8100±150	Поздний мезолит	0,3-0,5 м	Следы высоких павод- ков, наносы, размыв.	Некоторые похолода- ние и иссушение
10		BO-1	BO-1		Усть-Белая III-IV V-XII	8960±60				
11		BO-2	BO-2		Казачка XIV					
12		BO-3	BO-3		Усть-Белая XIII	9850±500				
13	Предбореальный	PB-2	PB-2	Холодные степи и бере- зово-кустарниковые формации	Казачка XV-XXII		Ранний мезолит	Супеси отглеенные и пески	Следы мощных паводков. Врез	Холодно, сухо с фазами потепления и увлажнения
14		PB-1	PB-1		Усть-Белая XIV XV, XVI	11930±230				
15		DR-3	DR-3							
16		DR-3	DR-3							

тителетие по результатам комплексного исследования разрезов многослойных археологических памятников получен большой объем фактических данных (Воробьева, Соловьев, 1984; Горюнова, Воробьева, 1986; Воробьева, 1988). Использование радиоуглеродного и археологического методов значительно повысило надежность датировок различных палеогеографических событий и дало возможность провести первое детальное стратиграфическое расчленение разрезов голоцена (табл. 1 и 2).

Для начального этапа изучения выбраны районы, насыщенные многослойными археологическими памятниками: западное побережье оз. Байкал, в основном Приольхонье, и долины рек Белой – левого притока Ангары и Кана – правого притока Енисея.

Район Приольхонья находится в ветровой тени от влажных ветров северо-западного направления, в связи с чем отличается наибольшей сухостью климата (200–250 мм осадков в год). Априори можно ожидать, что фазы аридизации климата имели здесь более резкое проявление, чем в других районах юга Средней Сибири. В долинах рек, берущих начало с гор, какими являются Белая и Кан, можно предполагать хорошее отражение в строении разрезов фаз потепления климата, поскольку последние вызывают таяние снега и льда в горах, высокие паводки и врез русел рек. Изменения гидродинамической активности потоков хорошо читаются в разрезах пойм Белой и Кана по гранулометрическому составу, характеру слоистости, следам размыва и другим явлениям.

В Приольхонье исследовались разрезы отложений в нижних частях склонов и на конусах выноса, в долинах рек Белой и Кана – разрезы пойм и первых надпойменных террас. Везде голоценовые отложения обладали слоистым строением и мощностью до 2–3 м. В формировании голоценовых отложений в Приольхонье принимали участие делювиальные, пролювиальные, золотые процессы осадконакопления и педогенез; в долинах Белой и Кана преобладали аллювиальные процессы.

В Приольхонье нижняя граница рассматриваемых субазальных отложений не выходит за пределы 10 тыс. лет, поскольку в предголоценовое время низкие отметки рельефа были затоплены оз. Байкал, уровень которого (по предварительным данным) был на 4–9 м выше современного. Понижение уровня Байкала от 100–200 м в среднем плейстоцене до уровня, близкого к современному, в начале голоцена вызвало активизацию денудации на осушавшихся участках склонов, что обусловило плохую сохранность плейстоценовых, в том числе предголоценовых образований.

Более полно разрезы отложений предголоценового времени сохранились в долинах рек. В устье Белой в кровле сартанского аллювия на уровне от 6,3 до 7,1 м от современного уреза реки отмечается не менее трех крупнопесчаных прослоев, свидетельствующих о неоднократном значительном усилении транспортирующей силы потоков. Нижний и средний прослои без размыва или со слабым размывом ложатся на поверхность иловатых супесей – культуросодержащих мезолитических горизонты XVI и XV. Образование этих двух крупнопесчаных прослоев можно связывать с мощными летними паводками, следовавшими за потеплением

климата и интенсивным таянием снежников и ледников в горах Восточного Саяна.

Верхний нанос с разрывом граничит с XVI, XV и XIV культуровмещающими слоями Усть-Белой, дата последнего из которых $11\,930 \pm 230$ лет назад (ГИН-5329). Наличие в этом наносе обильных включений галечно-щебнистого и более крупного материала свидетельствует об образовании верхнего наноса при интенсивном весеннем половодье, что ныне не характерно для Белой и, вероятно, требовало быстрых и значительных повышений температур в весенний сезон.

Резкое увеличение объема и интенсивности стока рек в позднесартанское время привело к развитию серии врезов, прекращению аллювиального осадконакопления на прежних уровнях и продолжению пойменного осадконакопления уже на отметках примерно на 3 м ниже. XIII культурный горизонт Усть-Белой, приуроченный к этому новому уровню, имеет дату 9850 ± 500 лет назад (ГИН-483).

После позднесартанского потепления наступила фаза кратковременно, но глубокого похолодания и аридизации. Ее следы читаются повсеместно в виде мощных криогенных структур. На склонах и надпойменных террасах это морозобойные клинья нескольких генераций, самые мощные из них имеют глубину до 3–4 м. На поверхности сартанской поймы это следы перевевания песчаных аллювиальных наносов, очаги выноса, мерзлотные клинья. Холодные и аридные палеоклиматические условия финала плейстоцена подтверждаются характером спорово-пыльцевых комплексов с обилием пыльцы полевой и кустарниковых берез.

Пребореальный и бореальный периоды в Приольхонье характеризовались довольно слабым развитием почвообразования, широкое распространение имели оглеенные склоновые отложения. Все это не способствовало быстрому расселению древесной растительности, преобладали открытые пространства. Похолодания в конце бореального периода привели к локальному развитию трещин мелкой клиновидной формы, в которые по мере оттаивания влагонасыщенного сезонномерзлого слоя происходила постепенная просадка тонких гумусовых и оторфованных горизонтов без видимых их разрывов.

Долины рек Белой и Кана характеризовались лучшей теплообеспеченностью, особенно во вторую половину пребореального и начале бореального периодов. Этому времени соответствует начало формирования высокогумусных горизонтов, образование которых требовало достаточного тепла для развития обильной травянистой растительности. На менее прогреваемых участках долин продолжали формироваться малогумусные и оторфованные горизонты.

Атлантический период на юге Средней Сибири был самым теплым интервалом голоцена. Шло активное протаивание мерзлоты, широкое распространение получила древесная растительность, активизировалось почвообразование. В ранне-среднеатлантическое время (8–6 тыс. лет назад) в Приольхонье леса все еще не имели широкого распространения, но создавались хорошие условия для развития травянистой растительности, появились следы активной деятельности роющих насекомых и мелких

млекопитающих, что может свидетельствовать о существенном протаивании грунтов и достаточном их прогревании. В позднеатлантическое время (6–4,5 тыс. лет назад) в Приольхонье на склонах и конусах выноса сформировалась пачка отложений, отличающихся высокой гумусированностью. Процессы почвообразования получили максимальное развитие. Возросло содержание пыльцы древесных: сосны обыкновенной и сосны сибирской, появилась пыльца ели. Более разнообразным стал состав травянистой растительности. Среди спор увеличилось содержание сфагнома, плаунов лесных видов и папоротников.

В позднеатлантическое время в Приольхонье высокие части склонов и вершины, вероятно, были заняты лесом. Об этом свидетельствует максимальное для голоценовых разрезов Приольхонья количество пыльцы древесных пород (до 50%) и фациальное замещение вверх по склонам высокогумусных горизонтов буроцветными горизонтами В лесных почв. Леса имели островной характер, но в отличие от современных они спускались на более низкие отметки рельефа.

Судя по почвам и спорово-пыльцевым комплексам, позднеатлантическое время в Приольхонье можно считать климатическим оптимумом голоцена. Этот же вывод можно сделать, анализируя особенности состава и строения пойменных отложений в долинах Белой и Кана. Именно для позднеатлантического времени характерны наиболее высокие паводки, размыв и врез рек. Однако потепление климата в долинах рек проявилось уже со среднеатлантического времени. Высокие мощные паводки в долине р. Кан отмечаются начиная с 6,7 тыс. лет назад. Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из отложений средне- и позднеатлантического возраста, характеризуются повышенным содержанием пыльцы древесных: сосны обыкновенной и сибирской, березы, ели и пихты. Пыльца широколиственных пород в исследуемых отложениях не была обнаружена. Однако по данным В.А. Беловой и др. (1982) в атлантический период на юге Средней Сибири имело место повсеместное распространение липы сибирской, дуба монгольского, бересклета приземистого и др.

В начале суббореального периода в Приольхонье хорошо проявилась фаза аридизации. В составе склоновых отложений появляются песчаные прослойки, уменьшается гумусированность почв, возникает каштановый оттенок в окраске гумуса, характерный для сухостепных почв, часто обнаруживаются следы пожаров. Значительная аридизация подтверждается и палинологическими данными: пыльца древесных пород отмечается единичными зернами, среди трав доминируют полевые, среди спор — плаун сибирский и кроваво-красный — обитатели сухих скальных субстратов. После максимума аридизации (примерно 4,1–3,8 тыс. лет назад) началось некоторое повышение увлажненности климата, что привело к ослаблению эоловых процессов, усилению гумусообразования. На этом общем фоне отмечались фазы похолодания и потепления.

Первое после оптимума существенное, но кратковременное похолодание произошло около 3,3 тыс. лет назад. Следы его зафиксированы по мелкой полигональной трещиноватости и изменениям в составе спорово-пыльцевых комплексов (полевые — до 85%). Вслед за похолоданием в

интервале 3,3–2,8 тыс. лет назад значительно потеплело, в это время под лугово-степной растительностью был сформирован высокогумусный горизонт мощностью 5–10 см, хорошо проявленный во многих разрезах Приольхонья и в связи с этим использующийся как маркер.

В целом климатические условия большей части суббореального периода Приольхонья были холоднее современных. Большое количество не созревшей пыльцы полыни, гвоздичных, сложноцветных, невызревших спор указывает на неблагоприятные климатические условия вегетационного периода. В долинах рек климатические колебания в суббореальное время не имели столь резкого проявления, хотя фазы прослеживаются и в разрезах пойм. Например, в долине Кана отмечены следы активного переведения песчаного аллювия, отложенного в атлантическое время. И на Кане, и на Белой отсутствуют следы высоких паводков; на высокой пойме начинается субэральное осадконакопление, на низкой – накапливаются суглинистые наилки, что может рассматриваться как свидетельство снижения водности и транспортирующей способности потоков.

Следы криогенеза суббореального возраста отмечаются в разрезах высоких пойм Белой и Кана: мелкополигональное трещинообразование, инволюции, котлы кипения; на стоянке Усть-Белая (траншея-81) на глубине 4 м обнаружена линза реликтовой мерзлоты. Мерзлотные смятия пойменных осадков описаны А.М. Сизиковым (1986) и для других долин рек Прибайкалья.

Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из суббореальных пойменных отложений, не несут богатой информации, тем не менее во многих разрезах отмечается уменьшение содержания пыльцы древесных и появление пыльцы кустарниковых берез.

В Приольхонье склоновые отложения субатлантического возраста отличаются более выраженной слоистостью. Многочисленные песчаные прослойки указывают на активное развитие эоловых процессов. Нередко встречаются гряды перевеянных песков, дюны высотой до 4 м. Широко распространены дефляционные формы рельефа.

Наиболее неблагоприятные условия складывались в Приольхонье около 2,5 тыс. лет назад. В строении отложений есть следы криогенного трещинообразования и мелких трещин усыхания. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются очень высоким (до 55%) содержанием пыльцы спор, из них 80% спор плаунов сибирского и кроваво-красного – индикаторов холодных сухих обстановок.

В спорово-пыльцевых комплексах из отложений моложе 1,8 тыс. лет вновь отмечается возрастание доли пыльцы древесных (до 30–50%), появляется пыльца ели и пихты. При общем снижении содержания спор по-прежнему доминируют плауны, среди трав – полыни и камнеломки. Такой характер спектров может свидетельствовать об одновременном существовании горной тайги и горностепных ландшафтов, что характерно и для современного Приольхонья. Усиление эоловых процессов, зафиксированное и для этой фазы, стало, очевидно, результатом антропогенных процессов.

Те же климатические фазы, но не столь отчетливо выраженные, можно выделить и по результатам изучения разрезов пойменных отложений субатлантического возраста. Криогенные процессы проявляются здесь локально. С раннесубатлантическим похолоданием могут сопоставляться мерзлотные смятия старичных илов, отмеченные А.М. Сизиковым (Сизиков и др., 1987) в пойме р. Ангара (у г. Ангарска) и датированные в интервале 2–3 тыс. лет назад.

Пачка наилок мощностью 20–30 см, погребаящая на поверхности 3–4-метровой поймы р. Белой гумусовые горизонты почв с остатками железного века, свидетельствует о высоких паводках, что согласуется с представлениями о некотором потеплении климата в позднесубатлантическое время. Увеличение водообильности рек в историческое время отмечается А.М. Сизиковым (1986) по результатам изучения современных врезок рек Прибайкалья.

В целом анализ изменений палеогеографической обстановки и хронология событий на юге Средней Сибири дают основание считать, что природа быстро и чутко реагировала на похолодания и с некоторым запаздыванием – на потепления. Каждый исследуемый район характеризовался своими специфическими палеогеографическими особенностями (табл. 1,2) при сохранении общих тенденций климатических изменений, характерных для умеренных широт северного полушария. Географическое положение юга Средней Сибири в центре Азиатского материка, орографическая изоляция и особенности циркуляции атмосферы обеспечивали континентальность климата и невысокую теплообеспеченность территории на протяжении всего голоцена.

ЛИТЕРАТУРА

- Белова В.А., Барышева Е.М., Кольцова В.Г. и др. Растительность Восточной Сибири в голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 64–70.
- Воробьева Г.А. Возраст почв Прибайкалья // Естественная и антропогенная эволюция почв. Пушино, 1988. С. 74–82.
- Воробьева Г.А., Савельев Н.А. Строение и возраст культуровмещающих отложений многослойного местонахождения Казачка-1 // Проблемы исследования каменного века Евразии (К 100-летию открытия палеолита на Енисее); Тез. докл. краевой конф. (12–18 сент. 1984 г.). Красноярск, 1984. С. 144–150.
- Горюнова О.И., Воробьева Г.А. Особенности природной обстановки и материальная культура Приольхонья в голоцене // Палеоэкономика Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. С. 40–54.
- Сизиков А.М. Долгопериодические изменения гидрологического режима рек Прибайкалья в голоцене // Моделирование и прогнозирование геофизических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. С. 36–39.
- Сизиков А.М., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Новые материалы по радиоуглеродному датированию средне- и позднеголоценовых отложений долины р. Ангара и дельты р. Селенги // Проблемы антропологии и археологии каменного века Евразии: Тез. докл. науч. конф. (9–12 дек. 1987 г.). Иркутск, 1987. С. 17–18.

Э.М. Зеликсон, К.В. Кременецкий, А.Е. Черкинский

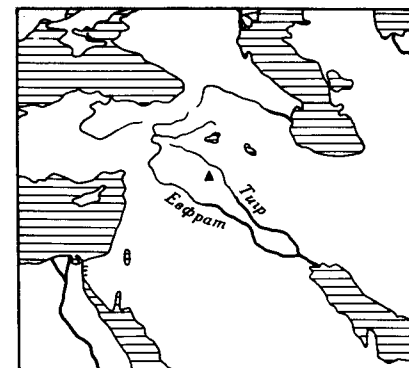
РАННЕЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКИЕ ПОСЕЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО ИРАКА: ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Советская археологическая экспедиция в Ираке (Бадер, 1989) исследовала несколько неолитических поселений на севере Месопотамии (рис. 1), в предгорьях Восточного Тавра, в Синджарской долине, у подножий небольшого горного массива Джебель-Синджар, в зоне возникновения земледелия в Старом Свете. Это самые ранние поселения земледельцев и скотоводов на Ближнем Востоке.

Север Ирака находится в области субтропического континентального климата с прохладной и сравнительно влажной зимой и сухим и жарким летом. Предгорья Загроса и Восточного Тавра, где осадки составляют 300–500 мм в год, заняты злаково-разнотравными степями; широко распространены полынные формации. Из древесных пород присутствуют фисташка, кустарник прозопис, вдоль рек – ивы, тополя, тамариск. В горах, где осадков выпадает больше, чем в предгорьях, появляются дубовые леса с боярышником, можжевельником, держи-деревом, дикой сливой. В районе Мосула сохранился участок леса из алеппской сосны, в горах у турецкой границы на высоте около 1840 м известно одно из самых южных местонахождений березы (Handel-Mazzetti, 1914; Guest, 1966). В горах Джебель-Синджар современная нижняя граница леса проходит на высоте 800 м. Леса состоят из нескольких видов дуба, с участием фисташки, клена, алеппской сосны.

При определении радиоуглеродного возраста поселений Телль-Сотто и Телль-Магзалия в качестве материала для датирования использовалась зольная масса, представляющая собой смесь мелкодисперсного угля и минеральной массы, содержащей значительное количество карбонатов. Мелкодисперсный уголь обладает большой удельной поверхностью, является хорошим адсорбентом, поэтому может фиксировать "молодые" органические вещества, которые способны исказить радиоуглеродный возраст образцов. Очистка образцов затруднена, так как для экстракции адсорбированных веществ обычно используются щелочные растворы, а в нашем случае их применение приводит к растворению углей. Поэтому подготовка образцов для радиоуглеродного датирования осуществлялась по следующей методике. Образец сначала кипятился в 5% HCl в течение двух часов для удаления карбонатов, а также кислотно- и водорастворимой органики, которая, как правило, имеет молодой радиоуглеродный возраст. Затем образец отмывался дистиллированной водой до pH = 5,5–6 и обрабатывался 2% NaOH при комнатной температуре до тех пор, пока не прекращалось выделение гуминовых кислот и мелкодисперсного угля (5–6 раз). Из щелочной вытяжки уголь и гуминовые кислоты осаждались концентрированной серной кислотой при pH = 1, осадок собирался, отмывался в центрифуге при 3000 об/мин до pH = 5,5–6 и высушивался. Полученная фракция была названа нами "холодной". Остаток

Рис. 1. Схема расположения раннеземледельческих поселений Телль-Магзалия и Телль-Сотто



зольной массы после выделения "холодной" фракции вновь заливался 2% NaOH и кипятился в течение двух часов. Затем горячий щелочной экстракт сливался, в нем концентрированной серной кислотой осаждались невыделенные холодной обработкой гуминовые кислоты и угли. Образовавшийся осадок отмывали в центрифуге при 3000 об/мин до pH = 5,5–6 и высушивали, получая "горячую" фракцию.

Из препаратов "холодной" и "горячей" фракций по стандартной методике (Чичагова, Черкинский, 1975) методом прямого спекания (Черкинский, 1987) готовилось счетное вещество бензол и определялся радиоуглеродный возраст путем жидкостного сцинтилляционного счета. Результаты определения представлены в таблице. Обе фракции образца из поселения Телль-Магзалия с достоверностью 95% имеют одинаковый радиоуглеродный возраст, что позволяет нам говорить об отсутствии возможности загрязнения и надежности полученных датировок.

Это поселение относится к докерамической неолитической культуре, датированной 8–9 тыс. лет назад, причем датировки получены по древесному углю хорошей сохранности. На основании радиоуглеродного датирования можно предположить, что поселение относится к поздней стадии докерамической неолитической культуры Б. Образец из Телль-Магзалия был отобран из 10-го культурного горизонта и отражает возраст среднего этапа существования поселения (второй период, Бадер, 1989).

При датировании фракций органического вещества, выделенных из зольной массы поселения Телль-Сотто, выявлено, что "холодная" фрак-

Радиоуглеродный возраст различных фракций органического вещества, выделенного из зольной массы

Фракция	Поселение		
	Телль-Сотто рядом с ямой 10 кв. 17	Телль-Сотто яма 10 кв. 17	Телль-Магзалия кура 49 кв. М-7
"Холодная"	7470±60 (ИГАН-769)	7150±50 (ИГАН-774)	8010±50 (ИГАН-772)
"Горячая"	7010±50 (ИГАН-780)	Не опробовалась	7940±50 (ИГАН-773)

ция с достоверностью 35% имеет более древний радиоуглеродный возраст. Это явление, вероятно, можно объяснить проникновением единичных корней растений в культурный слой, а также тем, что при жесткой лабораторной обработке горячей щелочью возможен гидролиз мелких корневых остатков и загрязнение образца. Полученная датировка 7470 ± 60 для поселения Телль-Сотто хорошо согласуется с радиоуглеродными датировками других дохассунских поселений, полученными по углям, например Телул-Эт-Талафат – 7520 ± 120 (ТК-24) и 7360 ± 100 (ТК-23), Телль-Эс-Савван – 7456 ± 73 (Р-855), 7299 ± 86 (Р-856) и Маттарих 7570 ± 250 (W-623). Образец из Телль-Сотто был взят из первого, самого раннего, культурного слоя поселения (Бадер, 1989).

Из разрезов поселений Телль-Сотто, Телль-Магзалия и Кюль-Тепе была отобрана серия образцов на спорово-пыльцевой анализ. Обработка велась с применением кавитационного метода. Условия захоронения и фоссилизации пыльцы в отложениях древних поселений были в целом неблагоприятными. Большинство образцов либо совсем не содержало пыльцы и спор, либо содержало их в незначительном количестве. В образце из заполнения хассунского сосуда Телль-Сотто – 1971 № 15В определены многочисленные пыльцевые зерна березы и рожкового дерева.

Следует подчеркнуть, что вследствие неизбежной избирательности при разрушении пыльцы после ее захоронения спорово-пыльцевые спектры являются селективными, и их палеогеографическая интерпретация связана с потерей информации. Дополнительным указанием на это является значительное содержание в некоторых образцах пыльцы столь плохой сохранности, что определение ее таксономической принадлежности оказалось невозможным (образцы из Телль-Сотто).

О степени достоверности отражения в составе спорово-пыльцевых спектров свойств растительности, развитой на окружающей территории, можно судить на основании сопоставления состава спектра поверхностной пробы, отобранной на территории поселения Телль-Магзалия, и современной растительности в районе этого поселения. В спектре четко проявляется безлесный характер растительности: небольшое число пыльцы древесных пород представлено легко переносимой на значительные расстояния и в данном конкретном спектре несомненно дальнезаносной пыльцой сосны из сосновых лесов, сохранившихся местами в прилегающих горах. Заметное содержание пыльцы полыни отражает значительную роль полынных формаций в современной растительности региона. Вместе с тем значительное содержание пыльцы цикориевых и астровых можно расценить как указание на заметную антропогенную нарушение естественной растительности, а возможно, и на начавшийся процесс избирательного разрушения наименее стойких оболочек пыльцевых зерен ряда таксонов (пыльца цикориевых и астровых, благодаря мощной эскине, менее подвержена разрушению в процессе захоронения, чем пыльца и споры многих других растений).

В спектрах образцов из культурного слоя поселений преобладает пыльца травянистых растений, что указывает на степной характер растительности в окрестностях. Пыльца древесных пород представлена в не-

значительном количестве. Она была занесена с близлежащих горных массивов, причем наиболее вероятен ее занос с Джебель-Синджара. Ее состав в сравнении с составом поверхностной пробы позволяет сделать ряд выводов о характере древесной растительности на прилегающей к району исследований территории.

Как и ныне, в горах произрастала сосна. Пыльца пихты занесена, по-видимому, с гор Восточного Тавра. Сейчас она там отсутствует, изолированные местонахождения пихты (*Abies cilica* Carr.) известны в Центральном Тавре; отсутствие пыльцы пихты в поверхностной пробе можно интерпретировать как указание на то, что в рассматриваемый временной интервал пихта росла значительно ближе к месту исследования, чем в настоящее время. С гор занесена пыльца березы. Дальнезаносной, вероятно, является и пыльца липы. Ареал ольхи в голоцене был, по всей видимости значительно шире, чем в настоящее время, имеются данные о ее произрастании в долине Оронта (Van Zeist, Woldring, 1980) и в окрестностях оз. Зерибар в горах Загрос (Van Zeist, Bottema, 1977). Возможно, ольха произрастала и в долине протекающей недалеко от поселения р. Абра. Грабиник (*Carpinus orientalis* Mill.) представляет собой типичный элемент дубовых лесов средиземноморского типа на территории Сирии и на юго-западе Турции (Van Zeist, Woldring, 1980). В настоящее время грабиник, как и вечнозеленые дубы, в Ираке не встречается. Листопадные виды дубов и клен и теперь растут в Джебель-Синджаре. Показательно присутствие пыльцы *Acacia*. Сейчас на юге Ирака известна *Acacia farnesiana* Willd. (Handel-Mazzetti, 1914); все виды этого рода считаются четким индикатором саванн. Рожковое дерево (*Ceratonia siliqua* L.) – характерный компонент лесных формаций в Восточном Средиземноморье. Его плоды съедобны и служили объектом собирательства. В одном из образцов (Кюль-Тепе–I) отмечено необычно высокое содержание пыльцы *Ceratonia*, что, по-видимому, следует объяснить произрастанием этого дерева на территории поселка, непосредственно вблизи места отбора образца.

В целом состав пыльцы древесных пород свидетельствует о том, что распространение горных лесов на севере Ирака в период существования исследуемых поселений, т.е. 7–8 тыс. лет назад, было существенно большим, чем сейчас, а в их составе принимали участие древесные породы, характерные для районов со средиземноморским климатом.

Состав пыльцы травянистых растений в образцах из культурного слоя близок к составу группы пыльцы травянистых растений в спорово-пыльцевом спектре поверхностной пробы, однако есть и некоторые отличия. Наиболее показательно присутствие пыльцы растений, связанных с хозяйственной деятельностью человека. В первую очередь следует сказать о пыльце хлебных злаков (*Cerealia*). В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что в спектре из более раннего поселения Телль-Магзалия пыльца типа *Cerealia* составляет всего 2%, в то время как в образце из более позднего поселения Телль-Сотто ее содержание достигает 8%. Этот вывод подтверждается присутствием пыльцы сорняков василька (*Centaurea cyanus* L.), гречижи татарской (*Fegorygium tataricum* (L.) Gaertn.), щавелька (*Rumex acetosella* L.).

Состав спектра образца из Кюль-Тепе отражает особенности растительности, нарушенной в результате антропогенного воздействия. Судя по спектру, рядом с местом отбора образца произрастали представители губоцветных и крестоцветных (эти семейства включают в большей своей части сорные виды). Высокая доля пыльцы мальвовых (Malvaceae) в образце из Телль-Магзалии также объясняется антропогенной нарушенностью территории: растения этого семейства насекомоопыляемые, их пыльцевая продуктивность невелика, поэтому в естественных условиях столь высокое содержание пыльцы этого семейства маловероятно. Распространенный на Ближнем Востоке вид просвирника *Malva silvestris* L. из этого семейства был одним из объектов собирательства для жителей раннеземледельческих поселений; на некоторых из поселений находили их семена, и до сих пор последние собираются бедуинами.

Палинологические данные хорошо согласуются с результатами палеоэтноботанических исследований поселений Кюль-Тепе, Телль-Сотто и Телль-Магзалия, показавших, что жители поселений выращивали большой набор злаков и бобовых; сохраняло некоторое значение и собирательство (Лисицина, 1984).

В целом состав спорово-пыльцевых спектров образцов из исследованных раннеземледельческих поселений позволяет заключить, что в период существования последних растительность на прилегающей территории была представлена злаково-разнотравными степями и саваннами, вдоль реки существовали заросли деревьев и кустарников, включая ольху. На отрогах близлежащих гор росли средиземноморские и горные широколиственные леса, в которых преобладали виды дуба. Состав палиноспектров указывает на лучшие по сравнению с современными условия увлажнения.

Характер реконструируемых ландшафтов подтверждается составом териофауны поселения Телль-Магзалия. Определены степные (джейран, газель, тур, дикий осел), горные (муфлон, безоаровый козел) и лесные (кабан — обитал в приречных зарослях) виды. В средней части разреза поселения Телль-Магзалия появляются и вскоре занимают господствующее положение кости домашних животных (Гаджиев, 1989).

Приведенные данные пока единственные, характеризующие растительность и климат на территории Ирака и прилегающих районов Ближнего Востока в период 7–8 тыс. лет назад. Примерно тот же временной интервал отражен в разрезе поселения Телль-Асвад на юге Сирии (9,7–8,7 тыс. лет назад, Leroi-Gourhan, 1979). Разрезы поселений характеризуют относительно непродолжительные этапы голоцена. В целом все наши материалы однозначно свидетельствуют о заметном повышении влажности климата в период около 10 000 лет назад, когда на рассматриваемой территории начинают распространяться древесные породы; в результате существовавшие здесь ранее сухие и опустыненные степи сменяются степями в комплексе с участками древесно-кустарниковых ценозов и саваннами с фисташкой и листопадными дубами.

Вывод о большей влажности климата первой половины голоцена по сравнению с современностью согласуется с результатами спорово-пыльце-

вого анализа отложений оз. Зерибар (Van Zeist, Bottema, 1977), которые позволяют также наметить верхний предел этого периода. Они показывают, что влажность климата возрастала начиная примерно с 10 тыс. лет назад и достигла максимума около 6000 лет назад, когда дубово-фисташковая лесостепь была вытеснена листопадными дубовыми лесами. Падение содержания в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы листопадных дубов, а следовательно, уменьшение влажности климата относится примерно к 4500 лет назад.

О существовании плейстоценового эпизода в рассматриваемом временном интервале, помимо палинологических, свидетельствуют также и данные, полученные иными методами, в частности об изменении уровня озер в долине Иордана и на Аравийском полуострове, которые говорят о высоком уровне озер в период 9–6 тыс. лет назад (Roberts, 1982). Таким образом, существование поселений Телль-Магзалия и Телль-Сотто относится к периоду с более благоприятными по сравнению с современными климатическими условиями, что несомненно способствовало становлению земледелия и скотоводства.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадер Н.О. Древнейшие земледельцы Северной Месопотамии. М.: Наука, 1989. 368 с.
- Гаджиев Д.В. Фауна с поселения Телль-Магзалия // Бадер Н.О. Древнейшие земледельцы Северной Месопотамии. М.: Наука, 1989. С. 297–299.
- Лисицина Г.Н. Проблемы становления производящих форм хозяйства в свете новейших палеоэтноботанических исследований в Передней Азии // Крат. сообщ. ин-та археологии. 1984. № 180. С. 63–71.
- Черкинский А.Е. Получение карбида лития из гумусовых кислот // Методы изотопной геологии: Тез. совещ., М.; 1987. Ч. 2. С. 300. (Ротапринт).
- Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Отбор и химическая подготовка проб для радиоуглеродного датирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 5. С. 111–120.
- Guest E. Flora of Iraq. V.1. Baghdad, 1966. 213 p.
- Handel-Mazzetti H. Die Vegetationverhältnisse von Mesopotamien und Kurdistan // Annalen K.K. Naturhist. Hofmuseums. 1914. Bd. 28. S. 48–111.
- Leroi-Gourhan A. Analyse pollinique à Tell Aswad // Paléorient, 1979. V. 5. P. 170–174.
- Roberts N. Lakes levels as an indicator of Near Eastern palaeoclimates: a preliminary appraisal // Bintliff J.L., Van Zeist W. (eds). Palaeoclimates, palaeoenvironments and human communities in the Eastern Mediterranean region in the later prehistory (Brit. archaeol. reports, intern. ser., v. 133). L., 1982. P. 277–321.
- Van Zeist W., Bottema S. Palynological investigations in Western Iran // Palaeohistoria. 1977. Vol. 19. P. 19–85.
- Van Zeist W., Woldring H. Holocene vegetation and climate of North-western Syria // Palaeohistoria, 1980. Vol. 22. P. 111–125.

СОДЕРЖАНИЕ

Пуннинг Я.-М.К., Власов В.К., Куликов О.А., Минервин А.В., Мавлянов Н.Г. Первый опыт и результаты межлабораторного контроля термолюминесцентного датирования лёссовых пород (на примере опорного разреза Чарвак)	5
Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины	10
Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Геоэкологические проблемы палеолита Русской равнины в свете данных геохронологии	20
Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Светлицкая Т.В., Цацкин А.И., Чичагова О.А. Геохронология лёссово-почвенной формации юго-запада Русской равнины по новым данным	28
Сычева С.А., Чичагова О.А., Дайнеко Е.К. Древний этап эрозии почв Среднерусской возвышенности	34
Молодьков А.Н., Раукас А.В., Макеев В.М., Барановская О.Ф. К ЭПР-хроностратиграфии морских отложений Северной Евразии и их корреляции с событиями плейстоцена	41
Пуннинг Я.-М.К., Илометс М., Кофф Т. О возможностях детального хроностратиграфического расчленения болотных отложений	47
Гайгалас А.И., Банис Ю.Ю., Саткунас И.А. Применение радиоуглеродного датирования для проведения границы последнего оледенения при геологическом картографировании на территории Юго-Восточной Литвы	57
Карпычев Ю.А. Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря и изменения климата в позднем плейстоцене и голоцене по ^{14}C датировкам отложений	64
Свигоц А.А., Парунин О.Б., Янина Т.А. Радиоуглеродная хронология отложений и событий позднего плейстоцена Понто-Каспия (обсуждение результатов и полемические заметки)	72
Никонов А.А., Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Радиоуглеродное датирование почв для диагностики склоновых дислокаций (на примере участка Крымской АЭС)	80
Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкоплас В.Н. Морские четвертичные отложения низовьев Оби	90
Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф. Радиоуглеродная хронология и палинostrатиграфия едомных отложений Западной Сибири	102

Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. История растительности и климата Центральной Якутии за последние 11 000 лет	112
Данилов И.Д., Парунин О.Б., Марьенко В.А., Чугунов А.Б. Возраст мерзлых отложений и изотопный состав залежей подземных льдов полуострова Ямал (север Западной Сибири)	118
Костяев А.Г., Куликов О.А., Малаева Е.М., Сурков А.В. РТЛ-возраст и условия образования отложений и пластового льда в опорном разрезе Ледяная Гора (нижний Енисей)	125
Макеев В.М., Большаков Д.Ю., Малаховский Д.Б., Барановская О.Ф., Молодьков А.И., Пономарева Д.П. Стратиграфия и геохронология плейстоценовых отложений Северной Земли	132
Додонов А.Е., Куликов О.А., Морозов Д.Р., Сгибнев В.В., Трубихин В.М. Стратиграфия и палеогеография лёссового покрова Северной Киргизии (долина р. Чу)	138
Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М. Палеосреда климатических оптимумов позднего плейстоцена и голоцена шельфа Приморья	143
Чичагов В.П. О природно-антропогенном характере ускорения современных геодинамических процессов на востоке Азии по радиоуглеродным данным	154
Кренке Н.А., Сулержицкий Л.Д. Археология и реальная точность радиоуглеродного метода	161
Журавлев А.П., Экман И.М., Лийва А.А. Датировка археологических памятников в бассейне Онежского озера по радиоуглеродным данным	167
Воробьева Г.А., Горюнова О.И., Савельев Н.А. Хронология и палеогеография голоцена юга Средней Сибири	174
Зеликсон Э.М., Кременецкий К.В., Черкинский А.Е. Раннеземледельческие поселения Северного Ирака: хронология и палеогеография	182