



Forman S.L., Polyak L. // Geophysical Research Letters. 1997. V. 24. № 8. P. 885–888.

Gusskov S.A., Levtschuk L.K. Antropozoikum. 1999. V. 23. P. 125–132.

Stuiver M., Braziunas T.F. Radiocarbon. 1993. V. 35. № 1. P. 137–189.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1229–1271.

К ВОПРОСУ ОБ АБСОЛЮТНОЙ ХРОНОЛОГИИ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ ЧЁРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ В РАЙОНЕ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

А.А. Дановский¹, В.А. Дикарёв²

¹ИА РАН
²МГУ

Одна из важнейших задач сотрудничества археологии и палеогеографии заключается в соотношении между собой событий истории человеческого общества и истории природных условий. С распространением метода радиоуглеродного датирования, который широко применяется как палеогеографами, так и археологами, стало возможным нанесение данных двух наук на абсолютную временную шкалу.

Метод радиоуглеродного датирования является наиболее распространённым и надёжным из изотопных методов определения возраста образцов, применяемых в палеогеографии. Образцами для получения радиоуглеродных дат служат карбонатные и органические образования. В случае с корреляцией с археологическими остатками III–I тысячелетий до н.э. основным материалом являются раковины моллюсков и прибрежные торфяные отложения. Остальные методы абсолютного датирования (калий-аргоновый, ионий-урановый, термолюминисцентный) значительно сильнее ограничены в выборе образцов, имеют множество допущений, а также более широкие временные рамки и меньшую точность измерения возраста, поэтому реже используются в решении вопросов на стыке археологии и палеогеографии последних нескольких тысячелетий.

Изменения уровня моря на протяжении исторического времени – актуальная проблема, как для археологии, так и для палеогеографии. Обе науки обладают собственными методиками для изучения этой проблемы. Археология определяет и датирует положение уровня моря по остаткам археологических объектов, расположенных на современном побережье, частично или полностью затопленных. Это портовые сооружения, конструкции, связанные с укреплением берегов (волнорезы и молы), якоря, остатки кораблекрушений. Они датируются преимущественно археологическими методами. Па-

леогеография, изучая особенности шельфа, береговой линии и береговых террас природного происхождения, устанавливает относительную и абсолютную хронологию изменений уровня моря на основании стратиграфии отложений и т.д. Тем не менее, наблюдаются значительные расхождения, как между различными исследователями, так и между данными двух дисциплин.

Для периода с III тыс. до н.э. опубликовано и распространено несколько т.н. эвстатических кривых, отображающих динамику изменения уровня Чёрного и Азовского морей по данным Северного Причерноморья (см., например, рис.). Общепринята точка зрения о двух трансгрессивных и двух регрессивных фазах, сформулированная П.В. Фёдоровым [Фёдоров, 1978]. Однако конкретные значения, как хорошо видно из рисунка, имеют серьёзные расхождения между собой. Важно заметить, что ещё более значительные расхождения имеются и с существующими кривыми изменения уровня северо-восточной части Средиземного моря, хотя Чёрное и Средиземное море являются сообщающимися сосудами на протяжении всего голоцена.

Расхождения существуют относительно как самих пиковых значений, так и их датировок, полученных при помощи радиоуглеродного анализа. В обоих случаях корреляция с археологическими источниками может дать ощутимые результаты, причём для обеих наук. Как уже было сказано, одним из методов корреляции может служить сопоставление событий на шкале абсолютной хронологии.

При этом становится очевидно, что огромный массив радиоуглеродных датировок, сделанных в Советском Союзе и России на протяжении последних десятилетий, в том виде, в каком он представлен в публикациях, не годится для корреляции с исторической хронологией. Одна из причин этого хорошо известна, она заключается в необходимости калибровки радиоуглеродных дат в соответствии



Колебания уровня Черного моря

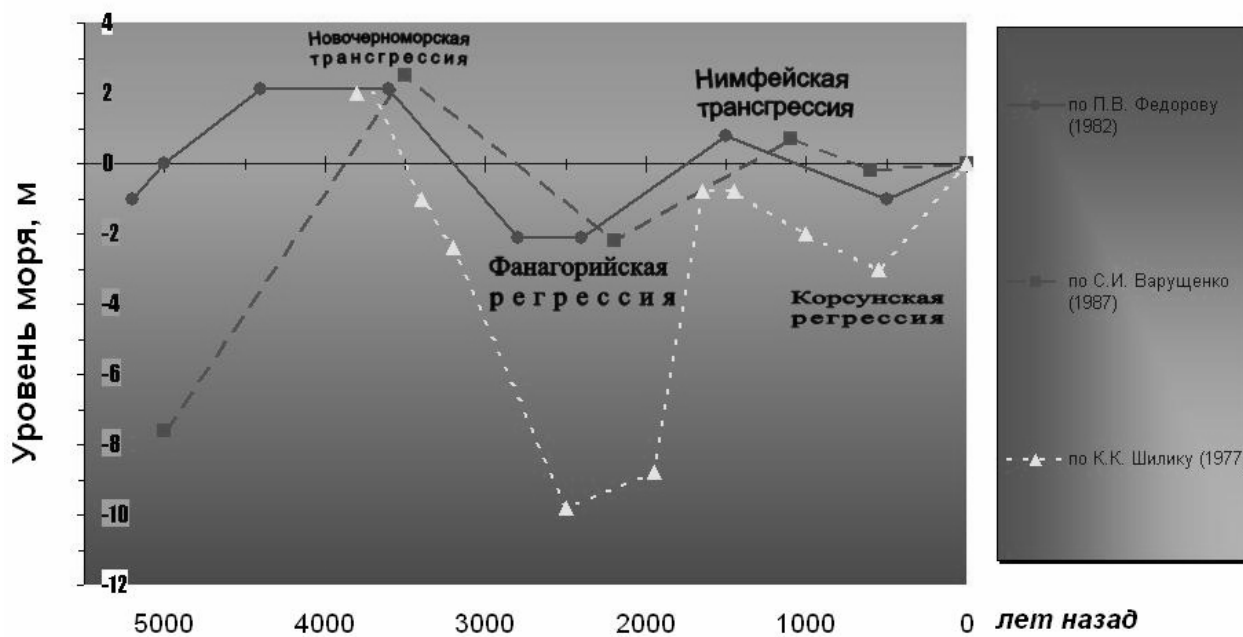


Рис. Наиболее распространённые эвстатические кривые колебания уровня Черноморо-Азовского бассейна в районе Керченского пролива за последние 5000 лет.

с калибровочной кривой, учитывающей концентрацию углерода C^{14} в атмосфере. Сейчас это легко делается с помощью свободно распространяемых компьютерных программ.

Вторая причина известна также довольно давно, но не так легко устранима. Это так называемый резервуарный эффект, выражающийся в значительном удревнении радиоуглеродного возраста представителей морской флоры и фауны, а также сухопутных животных, питающихся морской биотой (в том числе человека). Абсолютно необходимо вносить поправку на резервуарный эффект в те датировки, которые получены по образцам раковин моллюсков – то есть в большинство датировок, которыми оперируют палеогеографы в своих исследованиях. В условиях некоторого уменьшения объёмов палеогеографических работ в Северном Причерноморье в последние десятилетия имеет смысл обработать тот массив данных, который был накоплен в результате работ советских географов с 1970-х годов, когда начал применяться радиоуглеродный метод.

Для Средиземного и Чёрного морей результаты исследований раковин моллюсков получены группой французских учёных [Siani et al., 2000]. Бассейны Каспийского моря и Кумо-Манычской впадины обследуются в последние годы Й. ван дер Плихтом, причём в непосредственной связи с археологией бронзового века Северо-Западного Прикаспия и с усложнённой целью высчитать поправку

на резервуарный эффект для человека – потребителя морской фауны [Shishlina, 2006; Ван дер Плихт и др., 2007].

Полученные в результате калибровки и высчитывания поправки на резервуарный эффект абсолютные даты являются наиболее пригодными для сопоставления с датами археологическими, полученными изначально при помощи археологических методов датирования (типологии вещей и сооружений, стратиграфии многослойных памятников и т.д.) и скорректированными при помощи физических методов. Успешность вышеупомянутых исследований предполагает возможность внести серьёзные поправки и в абсолютную хронологию Северного Причерноморья, уточнив как общеклиматическую характеристику периода голоцена, так и более мелкие, но актуальные задачи, стоящие перед археологией и палеогеографией.

ЛИТЕРАТУРА

Ван дер Плихт Й., Шишлина Н.И., Хеджес Р.Е.М., Зазовская Э.П., Севастьянов В.С., Чичагова О.А. Резервуарный эффект и результаты датирования катакомбных культур Северо-Западного Прикаспия // Российская археология, 2007. №2. С. 39–47.

Измаилов Я.А. Результаты изучения строения голоценовых террас Адлерского и Лазаревского взморий (Черноморское побережье Кавказа). Колебания



уровня морей и океанов за последние 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 156–161.

Пешков В.М. Береговая зона моря. Краснодар: Лаконт, 2003. 350 с.

Руководство по изучению новейших отложений. 2-е изд. / Под ред. П.А. Каплина. М., 1987.

Серебряный Л.Р. Колебания уровня Черного моря в послеледниковое время и их сопоставления с историей оледенения высокогорного Кавказа. Колебания уровня морей и океанов за последние 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 161–167.

Фёдоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М., 1978.

Фёдоров П.В. Послеледниковая трансгрессия Чёрного моря и проблема изменения уровня океана за последние 15000 лет. Колебания уровня морей и океанов за последние 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 151–156.

Bruckner H., Coastal Research and Geography in the Mediterranean region: German Geographical Coastal Res. The Last Decade. 1998. Institute for scientific co-operation, Tubingen, Federal Republic of Germany. Committee of the Federal Republic of Germany for the International Geographical Union.

Shishlina N.I. Reservoir effect and 14C chronology of Bronze Age cultures of the North-West Caspian steppe area // 2nd Plenary Meeting and Field Trip of project ICGP-521. Black Sea-Mediterranean Corridor during the Last 30 KY: Sea Level Change and Human Adaptation (2005–2009). Odessa, 2006. P. 153–154.

Siani G., Paterne M., Arnold M., Bard E., Metivier B., Tisnerat N., Bassinot F. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean sea and Black sea // Radiocarbon. 2000. Vol. 42, N 2. P. 271–280.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ШИРОТНОГО ТЕЧЕНИЯ Р. БЕЛОЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Г.А. Данукалова, А.Г. Яковлев, Е.М. Морозова, А.А. Еремеев

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, danukalova@anrb.ru

Исследования проводились на Южном Урале в 1999–2000 гг., на широтном отрезке р. Белой – от д. Иргизлы до д. Юмагузино. Район исследований находится в горно-лесной физико-географической провинции в самой южной части Инзерско-Бельской подпровинции, которая занимает среднюю часть низких западных хребтов Южного Урала, покрытых широколиственными лесами [Физико-географическое..., 1964]. Подпровинция расположена в краевой зоне линейной складчатости Урала. Здесь с запада на восток развиты палеозойские и верхнерифейские образования, у западной границы пермские, восточнее – каменноугольные, девонские и рифейские. В известняках и доломитах широко развиты карстовые формы рельефа.

Краткие сведения и характеристика кайнозойских образований района исследований содержатся в материалах геологической съемки Я.Я. Вецлера, М.М. Хузина, А.В. Клочихина, Н.П. Вербицкой [1965], В.А. Шефера и др.

Целью работ было выявление геологических объектов четвертичного возраста (низкие террасы и карстовые полости), которые подвергнутся уничтожению или воздействию водных масс Юмагузинского водохранилища: была обследована вся зона затопления (45 км) и районы, граничащие с ней выше подпора и ниже створа плотины.

При изучении четвертичных отложений применялись методы биостратиграфического исследования: фаунистические и палинологический, как одни

из основных способов для понимания развития природной среды в позднеантропогенное время.

Изученные разрезы речных террас в основном представлены аллювиальными, а также озерными и субаэральными образованиями; карстовых полостей (пещер, гротов) – элювиально-делювиальными.

Во время экспедиционных работ впервые собран биостратиграфический материал из разнофациальных отложений поздненеоплейстоценового и голоценового возраста по отдельным разрезам: 1) из речных террас р. Белая (д. Кутаново, д. Акбута, хут. Серять, д. Нижнее Биккузино); 2) из карстовых полостей (пещеры Байслан-Таш; Азан-Таш 1; Юрмаш 3, 4; Муйнак-Таш; Ворота Аркялана; Тугай-Чишмы; грот Археологов, Максютковский грот (рис.).

Всего определено более 1000 костных остатков крупных млекопитающих, более 10000 ископаемых костных остатков, главным образом изолированных зубов мелких млекопитающих, более 1000 раковин ископаемых и субфосильных моллюсков. На спорово-пыльцевые исследования отобрано 213 образцов. Получено 6 радиоуглеродных датировок в лабораториях геохронологии ГИН РАН (г. Москва) и ИЭМЭЖ (г. Москва).

В результате изучения четвертичных осадков выявлены следующие стратиграфические комплексы.

Верхний неоплейстоцен. Табулдинский горизонт. Делювиально-озерные отложения нижней части I надпойменных террас и карстовых полостей (30700±800 лет, ГИН-10856; > 38100 лет, ГИН-10855).

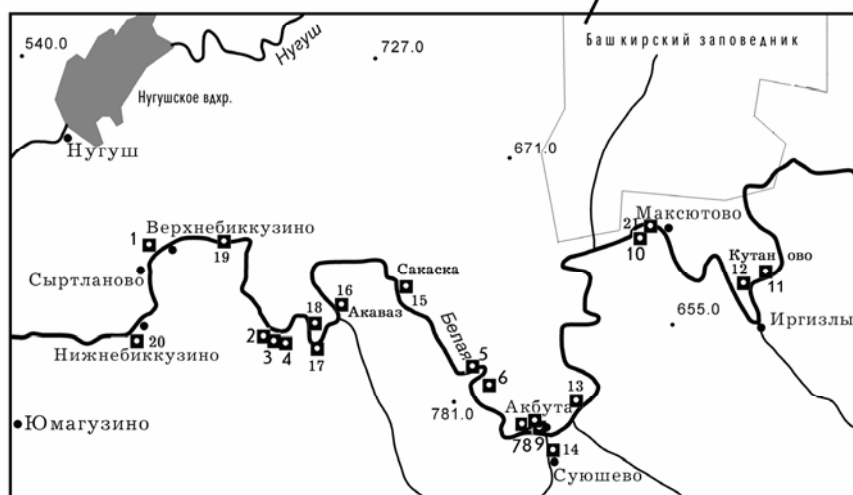
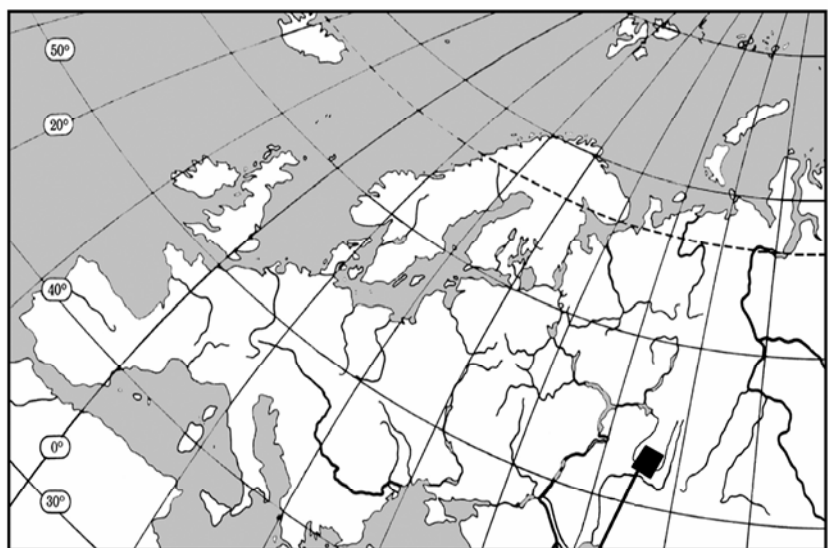


Рис. Обзорная карта-схема района исследований. изученные местонахождения

1 – Серять, 2 – Юрмаш-4, 3 – Юрмаш-3, 4 – Азан-Таш-1, 5 – Муйнак-Таш, 6 – Ворота Аркялана, 7 – Байслан-Таш, 8 – Грот Археологов, 9 – Акбута, 10 – Тугай-Чишма, 11, 12 – Кутаново, 13 – Батран, 14 – Суюшево, 15 – Сакаска, 16 – Акаваз, 17, 18 – Кунай, 19 – Калмаш, 20 – Нижнебиккузино, 21 – Максютковский грот.

Верхний неоплейстоцен. Кудашевский горизонт. Делювиально-элювиальные отложения верхней части I надпойменных террас и нижней части высокой поймы и карстовых полостей (13560±250 лет, ГИН-10853).

Нижний голоцен. Делювиально-элювиальные отложения карстовых полостей (9616±62 лет, ИЭМЭЖ-1340; 7140±170 лет, ГИН-10854).

Средний голоцен. Делювиально-элювиальные отложения карстовых полостей.

Верхний голоцен. Делювиально-элювиальные отложения карстовых полостей и верхних частей террас (1600±50 лет, ГИН-10852).

Все палеонтологические результаты, полученные в ходе исследований, являются оригинальными и новыми для этой территории.

По данным спорово-пыльцевого анализа в голоцене в районе широтного течения р. Белой природные условия изменялись от степных – ранний голоцен, лесостепных – средний – начало позднего голоцена, до лесных в конце позднего голоцена.

Изученные комплексы пресноводных и наземных моллюсков характеризуют биоту позднего неоплейстоцена и голоцена. В элювиально-делювиальных отложениях, в основном, встречаются наземные моллюски. В пещерах Байслан-Таш, Грот Археологов и др. почти во всех слоях найдены многочисленные костные остатки млекопитающих, птиц и доказательства посещения их древним человеком. Нахождение пресноводных моллюсков *Anisus spirorbis*, *Gyraulus sp. Unio sp.*, *Pisidium amnicum*, *Ancylus fluviatilis* в делювиальных пещерных



отложения объясняется их орнитогенным происхождением или переносом с пищей животными.

Впервые изучены голоценовые фауны крупных млекопитающих южной оконечности Уральского хребта.

Изученные голоценовые сообщества мелких млекопитающих позволяют фаунистически охарактеризовать весь голоценовый интервал времени (ранний, средний, поздний голоцен) района исследований. Характерной особенностью фауны конца раннего – начала среднего голоцена является отсутствие арктических элементов – леммингов. В сообществах начала позднего голоцена еще значительна доля таких степных видов как узкочерепная полевка, степная пеструшка и пищуха. Эти особенности объясняются южным расположением место-

нахождений. В целом, в течение голоцена фауна мелких млекопитающих изменялась от степной к лесостепной и только в конце позднего голоцена приобрела современный лесной облик.

ЛИТЕРАТУРА

Вербицкая Н.П. Антропогенные отложения западного склона и центральной части Южного Урала // Антропоген Южного Урала. М.: Наука, 1965. С. 55–98.

Старобогатов Я.И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов земного шара. Л.: Наука, 1970. 372 с.

Физико-географическое районирование Башкирской АССР // Учен. Записки. Т. XVI. Серия географ. № 1. Уфа: изд-во Башгосуниверситета, 1964. 210 с.

ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В РАЗРЕЗАХ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ И НИЖНЕГО ДОНА

А.Е. Додонов¹, А.С. Тесаков¹, В.В. Титов², С.А. Иноземцев³, А.Н. Симакова¹,
П.А. Никольский¹, В.М. Трубихин¹

¹Геологический институт РАН, Москва, dodonov@ginras.ru

²Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, vvtitov@yandex.ru

³Московский государственный университет, Москва, microsoil@yandex.ru

В 2002–2006 гг. авторы провели исследования на разрезах плиоцен-четвертичных отложений в Северо-Восточном Приазовье и низовьях долины Дона. В число изученных и рассматриваемых в настоящем докладе геологических объектов входят естественные обнажения и новые карьеры вдоль побережья Таганрогского залива, новый Ливенцовский карьер у Ростова, разрезы на берегах Цимлянского водохранилища близ станицы Нагавской и на участке между пос. Саркел и станицей Хорошевская. Большая часть разрезов из названных была ранее известна в связи с находками фауны млекопитающих и изучалась многими исследователями [Громов, 1948; Шевченко, 1965; Васильев, 1969; Байгушева, 1971; Лебедева, 1972; Величко, 1975; Маркова, 1982; Родзянко, 1986; Рековец, 1994]. Наличие фауны делает эти объекты чрезвычайно важными точками при построении биостратиграфической схемы юга России. Полученные в ходе наших исследований новые материалы по сборам фауны крупных и мелких млекопитающих, палеомагнитным измерениям, палинологии и геологическим наблюдениям позволяют уточнить геологическое строение и биостратиграфию изученных разрезов и дать последовательность событий на рубеже плиоцена и квартера. Этот переходный интервал в целом слабо охарактеризован фаунистиче-

ски на юге России. Кроме того, в подавляющем числе разрезов приходится иметь дело с континентальными образованиями, в которых существуют значительные перерывы. Все это создает значительные трудности в изучении этого отрезка геологической истории на юге Русской платформы.

В разрезах Цимлянского водохранилища, на южном берегу между станицей Нагавской и хутором Кривским, изучены средне-позднеплиоценовые отложения; на северном берегу водохранилища, на участке протяженностью 2–3 км между поселком Саркел и станицей Хорошевская, прослежены эоплейстоценовые образования. Разрезы низовьев долины Дона в пределах территории ныне существующего Цимлянского водохранилища изучались ранее – до образования водохранилища [Богачев, 1924, 1961; Попов, 1947]. В результате этих исследований в районе Нагавской были выделены нагавские – глинистые – и кривские – песчаные – слои, отнесенные, соответственно, к среднему и позднему акчагылу [Попов, 1947]. В региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов Европейской части России [Невеская и др., 2004] нагавские и кривские отложения рассматриваются в ранге свит и сопоставляются соответственно с первой и второй половиной акчагыла.



В геологическом строении разрезов близ Нагавской устанавливается следующая последовательность (снизу вверх): нагавские слои глин, кривские песчаные слои, толща скифских пестроцветных глин, покровные лёссовидные суглинки. Общая мощность вскрываемых в абразионных обрывах отложений достигает 25–30 м. По сборам двух полевых сезонов (2003 и 2006 гг.) в базальных косо-слоистых гравелистых песках кривских слоев определены следующие формы мелких млекопитающих: *Hypolagus* sp., *Pliolagomys kujalnicensis*, *Nannopalax* sp., *Allactaga* sp., *Apodemus* ex gr. *sylvaticus*, *Allocrietus* sp., *Borsodia praeungarica*, *Mimomys* ex gr. *hintoni*, *Mimomys* sp., *Lemmus* sp. Кости этих форм окрашены в светлые тона. Эта ассоциация относится к региональной зоне MNR3 хапровского фаунистического комплекса, коррелятивной пограничному интервалу между средним и поздним плиоценом [Тесаков, 2004]. В том же костеносном слое отмыты остатки мелких млекопитающих темно-коричневого цвета. Среди них определены *Beremendia fissidens*, *Trogontherium minus*, *Mimomys hajnackensis*, *Borsodia novoasovica*. Эта ассоциация отвечает региону MNR5 – урывскому фаунистическому комплексу – первой половине среднего плиоцена. Она, по-видимому, переотложена из подстилающих нагавских слоев. К числу переотложенных костных остатков в промывке у Нагавской также относится зуб акулы. По определению А.О.Аверьянова, это заднебоковой зуб ламноидной акулы семейства Odontaspidae или Lamnidae.

Согласно палеомагнитным данным по разрезу Нагавский (3 км западнее станицы Нагавской), установлено, что кривская и скифская толщи имеют обратную намагниченность, прямо намагничены нагавские глины и красновато-бурая почва кровли разреза. Дополнительный отбор ориентированных образцов в скифских глинах был проведен в разрезе, расположенном в 1,5 км западнее Нагавского, где палеомагнитные измерения также дали обратную намагниченность скифских глин.

Наличие фауны мелких млекопитающих хапровского возраста, коррелятивной пограничному рубежу между средним и верхним плиоценом, и приуроченность этой фауны к интервалу смены намагниченности пород с прямой (нагавские слои) на обратную (кривские слои) – все это позволяет считать, что этот уровень в разрезах Нижнего Дона соответствует палеомагнитной инверсии Гаусс-Матуяма и, вероятнее всего, – границе между средним и верхним плиоценом. Тем не менее, большой эволюционный разрыв между инситу и переотложенными частями микротериофауны из кривских песков позволяет предполагать наличие значительного перерыва между нагавскими и кривскими

слоями. Скифские глины в изученных разрезах и подстилающие их кривские слои, согласно палеомагнитным данным, находятся в пределах нижней части палеомагнитной эпохи Матуяма и рассматриваются нами в интервале верхнего плиоцена. Наличие прямо намагниченного интервала, ранее показанного в кривских песках [Застрожнов, Казанцева, 1992], не подтвердилось.

На северном берегу Цимлянского водохранилища в разрезе между поселком Саркел и станицей Хорошевская (разрез Саркел) была прослежена аллювиальная песчаная толща, залегающая с резким размывом на палеогеновых глинах и представленная серыми неравномерно ожелезненными разнозернистыми косослоистыми песками с маломощными линзами гравийно-галечного и супесчаного материала. Мощность аллювиальной серии до 3–4 м. На песчаную толщу ложится супесчано-суглинистая зеленовато-светло-бурая пятнисто окрашенная толща. Венчает разрез пачка покровных лёссовидных суглинков, их мощность варьирует в пределах нескольких метров, а близ станицы Хорошевская достигает 10–12 м.

К песчаным русловым фациям в разрезе Саркел приурочены многочисленные находки костных остатков крупных млекопитающих. Некоторые из них были обнаружены *in situ*: *Archidiskodon meridionalis tamanensis*, *Bovidae* gen., *Cervidae* gen. Значительная часть находок была сделана на бечевнике. По всем сборам определены следующие формы: *Archidiskodon meridionalis tamanensis*, *Mammuthus* sp., *Equus* sp. (мелкая форма), *E. cf. sussenbornensis*, *E. caballus*, *Cervidae* gen., *Bovidae* gen., *Bison* sp., *Gazellospira* sp. По составу эта фауна дифференцируется на две разновозрастные группы. К более древней, по-видимому, таманского возраста, относятся *Archidiskodon meridionalis tamanensis*, *Gazellospira* sp., *Equus* cf. *sussenbornensis*. К более молодой – средне-позднеплейстоценовой группе – относятся *Equus caballus* и *Mammuthus* sp.

Особенно важны впервые обнаруженные находки костных остатков мелких млекопитающих из песчано-гравийной линзы руслового аллювия Саркельского разреза [Никольский, Тесаков, 2003]. Среди этих находок определены: *Sorex* ex gr. *araneus*, *Sorex minutissimus*, *Beremendia fissidens*, *Talpa* cf. *minor*, *Desmana* sp., *Lepus* sp., *Ochotona* sp., *Trogontherium* sp., *Pygeretmus* cf. *brachydens*, *Allactaga* sp., *Plioscirotopoda stepanovi*, *Sicista* sp., *Apodemus* sp., *Spermophilus* sp., *Spalax minor*, *Cricetus nanus*, *Allocrietus ehiki*, *Cricetulus* sp., *Ellobius tarchancu-tensis*, *Clethrionomys hintonianus*, *Mimomys savini*, *M. pusillus*, *Microtus (Allophaiomys) pliocaenicus*, *Prolagus pannonicus*, *Lagurodon arankae*, *Eolagurus argyropuloi*. Всего получено около 2500 определимых остатков. Эта ассоциация относится к региональной



зоне MQR8 эоплейстоцена (раннего плейстоцена по западноевропейской шкале) и характеризует развитую стадию таманского фаунистического комплекса.

Песчаную аллювиальную серию, охарактеризованную фаунистически, предлагается рассматривать в качестве биостратиграфического репера в низовьях Дона – *саркельские слои*, а содержащаяся в этих слоях фауна млекопитающих после детального изучения может характеризовать *саркельскую фазу* таманского фаунистического комплекса.

Палеомагнитные измерения по саркельским слоям и перекрывающей их супесчано-суглинистой толще показали обратную намагниченность, что может интерпретироваться как верхняя часть эпохи Матуяма. Исходя из данных о положении в разрезе саркельской фауны и ее возрастного уровня, можно полагать, что в изученном разрезе представлен обратно намагниченный интервал ниже палеомагнитного эпизода Харамильо, поскольку фоновые виды полевок саркельской ассоциации несколько примитивнее соответствующих форм из местонахождения Маргаритово-1 в Приазовье, находящегося в нижней части эпизода Харамильо [Tesakov et al., 2007].

Покровные лёссовидные суглинки по палеомагнитным измерениям как в Саркельском разрезе, так и близ станции Хорошевская имеют прямую намагниченность. Это важно для понимания первоначального положения находок костных остатков *Mammuthus* sp. и *Equus caballus*, обнаруженных на бечевнике Саркельского разреза совместно с более древними находками костных остатков крупных млекопитающих. По всей вероятности, мамонтовая фауна заключена в покровных лёссовидных суглинках, возраст которых – конец среднего – поздний неоплейстоцен.

Согласно палинологическим данным по разрезам Нагавский и Саркел, установлено, что в пределах Нижнего Дона лесостепной тип растительности преобладал в среднем–позднем плиоцене и эоплейстоцене. При этом намечаются два этапа аридизации палеоклимата – один в позднем плиоцене – во время формирования кривских слоев и один в эоплейстоцене – во время формирования саркельских слоев, когда лесостепи принимали более ксерофильный облик и разнотравно-маревые степные ассоциации значительно расширили свои ареалы.

В приустьевой части долины Дона и на побережье Таганрогского залива представлены позднелиоценовые песчаные аллювиальные отложения (хапровская терраса), содержащие фауну млекопитающих хапровского комплекса, а также лагунные, дельтовые и перекрывающие их лёссовидные отложения, в которых имеется фауна таманского и тираспольского комплексов. Изучение в 2002 и 2004 гг.

обновленного Ливенцовского карьера показало, что выходы хапровских песков в новой «вскрыше» составляют лишь половину (около 10 м) мощности этих песков, изучавшихся ранее в старом карьере. Полученные в последние годы новые материалы по фауне мелких млекопитающих из верхней части хапровских песков позволяют диагностировать *Plioscirtopoda novorossica*, *Allactaga* sp., *Cricetulus* sp., *Allocricetus* ex gr. *ehiki*, *Borsodia* ex gr. *newtoniarankoides*, *Mimomys reidi*, *Clethrionomys kretzoi*. Эта ассоциация соответствует региозоне MNR1 – терминальному позднему плиоцену [Тесаков, 2004] и позволяет оценить верхний возрастной предел накопления хапровской толщи.

Палеомагнитные измерения в новом Ливенцовском карьере подтвердили ранее имевшиеся данные [Разрез..., 1976] о том, что хапровские пески (измерения по прослоям глин и перекрывающим пески слоистым алевритам) находятся в зоне обратной намагниченности. Пестро окрашенные глины (скифские), налегающие на хапровскую толщу, также имеют обратную намагниченность, что в целом напоминает подобную ситуацию в Нагавском разрезе. В разрезе Морская (близ одноименной ж/д станции) хапровские пески имеют обратную намагниченность и перекрыты прямо намагниченными лёссовидными суглинками; скифские глины в этом разрезе отсутствуют.

Изучение новых местонахождений фауны мелких млекопитающих вдоль побережья Таганрогского залива в разрезах Маргаритово, Порт-Катон, Кагальник, Беглица позволяет получить биостратиграфическую характеристику эоплейстоцен-неоплейстоценового переходного интервала и отчасти позднелиоценового временного отрезка. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена в лагунной толще разрезов Маргаритово и Порт-Катон установлен палеомагнитный эпизод Харамильо. На этом же уровне, в нижней части прямо намагниченного эпизода Харамильо, в Маргаритово охарактеризована фауна с *Mimomys savini*, *Lagurodon arankae*, *Allophaiomys* ex gr. *pliocenicus* [Tesakov et al., 2006].

Лёссово-почвенная толща, перекрывающая субаквальный комплекс отложений Северо-Восточного Приазовья, образует покров двух основных террас – платовской / семибалкинской (20–25 м) и ногайской / маргаритовской (30–35 м) [Лебедева, 1972; Величко и др., 1973; Величко, 1975]. В составе лёссового покрова выделяется от одной-двух до четырех-пяти (возможно шести) палеопочв. Два верхних уровня почвообразования – самбекская и беглицкая почвы [по Лебедевой, 1972], коррелируемые с брянской почвой и мезинским почвенным комплексом, сравнительно хорошо прослеживаются.



Они представлены в разрезах Подлюдки, Семибалки, Беглица.

В заключение можно констатировать, что средне-позднеплиоценовый стратиграфический рубеж в низовьях Дона лучше всего представлен в разрезах у Нагавской. Смена условий осадконакопления – старичные/озерные глины вверх по разрезу замещаются русловыми аллювиальными фациями – имеет здесь, скорее всего, локальный характер и отражает развитие палеодолины Дона. В позднем плиоцене долина палео-Дона проградировала на запад. В эоплейстоцене палео-Дон принимал небольшие притоки, как пример, – «Саркельская палеодолина», – базис эрозии которых был примерно на том же уровне, как у подошвы позднеплиоценовых кривских аллювиальных слоев. В эоплейстоцене лагунные отложения в приустьевой части заполняли понижение долины Дона, что отражало, по видимому, эстуарные условия осадконакопления. Скифские глины формировались в низовьях Дона уже в позднем плиоцене. Режим их накопления характеризовался периодическим переувлажнением, почвенные процессы были подавлены за счет сравнительно быстрого осадконакопления. В неоплейстоцене произошла новая проградация дельты Дона. Примерно с середины неоплейстоцена лёссовобразование приобрело значительные масштабы в низовьях Дона. Частые климатические колебания в неоплейстоцене отражены в лёссово-почвенной последовательности субаэрального комплекса.

Работа поддержана проектами РФФИ (№№ 06-05-64049а, 06-04-48762а, 07-04-10167к, 07-05-00400а).

ЛИТЕРАТУРА

Байгушева В.С. Ископаемая териофауна Ливенцовского карьера (Северо-Восточное Приазовье). Материалы по фаунам антропогена СССР // Тр. ЗИН АН СССР. 1971. Т. 49. С. 5–29.

Богачев В.В. Пресноводная фауна Евразии // Тр. геол. ком. Нов. сер. 1924. Вып. 135. С. 1–248.

Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 403 с.

Васильев Ю.М. Формирование антропогеновых отложений ледниковой и внеледниковой зон. М.: Наука, 1969. 184 с.

Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциальной, перигляциально-лёссовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 7–25.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строе и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 48–70.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии четвертичного периода на территории СССР: (Млекопитающие, палеолит). М.: Изд-во АН СССР, 1948. 521 с.

Застрожнов А.С., Казанцева Н.Е. О возрасте кривских слоев Нижнего Дона. Бюлл. МСК по Центру и Югу Русской Платформы. Вып. 1. 1992. С. 114–118.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. М.: Наука, 1972. 106 с.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). М.: Наука, 1982. 187 с.

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России М.: ПИН РАН, 2004. 83 с.

Никольский П.А., Тесаков А.С. Саркел – новое местонахождение таманской териофауны на Нижнем Дону // Териофауна России и сопредельных территорий. VII съезд Териологического общества. Материалы международного совещания. М.: Ин-т проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 2003. С. 236.

Попов Г.И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Азово-Черноморья. Вып. XXII. М.-Л.: Госгеол-издат, 1947. 22 с.

Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 159 с.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова Думка, 1994. 371 с.

Родзянко Г.Н. Южная часть центральных районов Восточно-Европейской платформы // Неогеновая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 268–287.

Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. 247 с.

Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. Стратиграфическое значение фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7–57.

Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia. Quaternary International. 2007. 160, 1. P. 57–69.



РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДРЕВНИХ МАТЕРИКОВЫХ ДЮН В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ (ИХ ОРИЕНТИРОВКА, СТРОЕНИЕ, ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ)

А.Н. Дренова

Институт географии РАН, Москва, paleo_igras@mail.ru

Древние материковые дюны широко распространены в пределах перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины. Их формирование определялось особенностями природных условий, существовавших за краем ледниковых покровов и в первую очередь разреженной растительностью и сильными ветрами, с выраженным преобладанием одного, реже двух направлений [Величко, 1973]. Закрепленные к настоящему времени, дюны содержат информацию о циркуляции атмосферы во время их образования и дают материал для палеогеографических реконструкций, дополняющий общие представления о структуре перигляциальной зоны, позволяют определить направление и скорость ветров в эпоху их формирования.

В данном докладе представлены результаты исследований массивов древних материковых дюн распространенных на территории Горьковской области, а так же на юго-востоке Костромской и юго-западе Кировской областей (бассейны рек Волга и Кама). Выбор района исследований был обусловлен тем, что он находится в непосредственной близости (к востоку) от ранее изученного района междуречья Оки и Клязьмы [Дренова, 2000].

При проведении исследований в полевых условиях использовались геоморфологический, литологический и хроностратиграфический методы, включающие установление ориентировки и типа эоловой формы, изучение рельефа и строения дюн, поиск гумусированного материала, позволяющего определить возраст тех или иных дюнных горизонтов, отбор образцов на гранулометрический анализ. В камеральных условиях для создания карты-схемы ориентировки и распространения дюнных массивов изучались материалы геологической съемки масштаба 1: 200000, аэрофотоснимки, фондовые литературные данные. Гранулометрический анализ, проводившийся автором, применялся для определения скоростей дюноформирующих ветров по значениям средневзвешенного диаметра песчаных зерен, слагающих дюны. Для этого использовалась методика, разработанная З.Борши и Б.Новачиком [Nowaczyk, 1986], основанная на экспериментальной кривой, построенной по результатам опытов в аэродинамической трубе. Эта кривая отражает связь между пороговой скоростью ветра и величиной среднего меди-

анного диаметра песчаных зерен, слагающих те или иные горизонты дюны.

В процессе изучения материалов геологической и топографической съемки, аэрофото и космических снимков была составлена карта-схема распространения и ориентировки древних материковых дюн на исследованной территории (см. рис.). На представляемой иллюстрации из-за мелкого масштаба (1:2500000) были сняты контуры подстилающих дюны четвертичных отложений, оставлены лишь осадки поймы и первой аллювиальной террасы. На карте-схеме, которая будет продемонстрирована непосредственно на докладе, все контуры четвертичных отложений будут сохранены.

Благодаря полученным результатам, мы можем говорить, что древние материковые дюны наиболее широко распространены на поверхностях первой и второй аллювиальных террас, реже на поверхностях озерно-ледниковых террас и флювиогляциальных равнин. В пределах района исследований распространены как простые параболические дюны (их высота варьирует от 1 до 3,5 м), так и большие комплексные дюны, высота которых достигает 10–15 метров, а площадь распространения до 2 км², фиксируются также циркульные дюны, которые образовались благодаря одновременному воздействию дюноформирующих ветров противоположных направлений [Федорович, 1983]. Наиболее часто дюны ориентированы навстречу северо-западным и западным ветрам, однако в некоторых случаях дюны ориентированы навстречу юго-восточным ветрам, что свидетельствует об участии юго-восточных ветров в процессе дюноформирования. Об одновременности образования дюнных массивов как северо-западными, так и юго-восточными ветрами свидетельствует наличие циркульных дюн (см.рис.).

Для оценки пороговых скоростей ветра (скорости при которых начинается движение песчаных частиц) и попытки найти в основании дюн гумусированный материал, пригодный для радиоуглеродного датирования, было изучено шесть разрезов: Белый Лух (Костромская обл.), Медведок (Кировская обл.), Большая Какша (граница Кировской и Нижегородской областей), оз. Пыра, р. Лух, р. Теша (Нижегородская обл.) (см. рис.). Данные разрезы были выбраны для исследования потому, что в местах их расположения, благодаря эрозионному воздей-

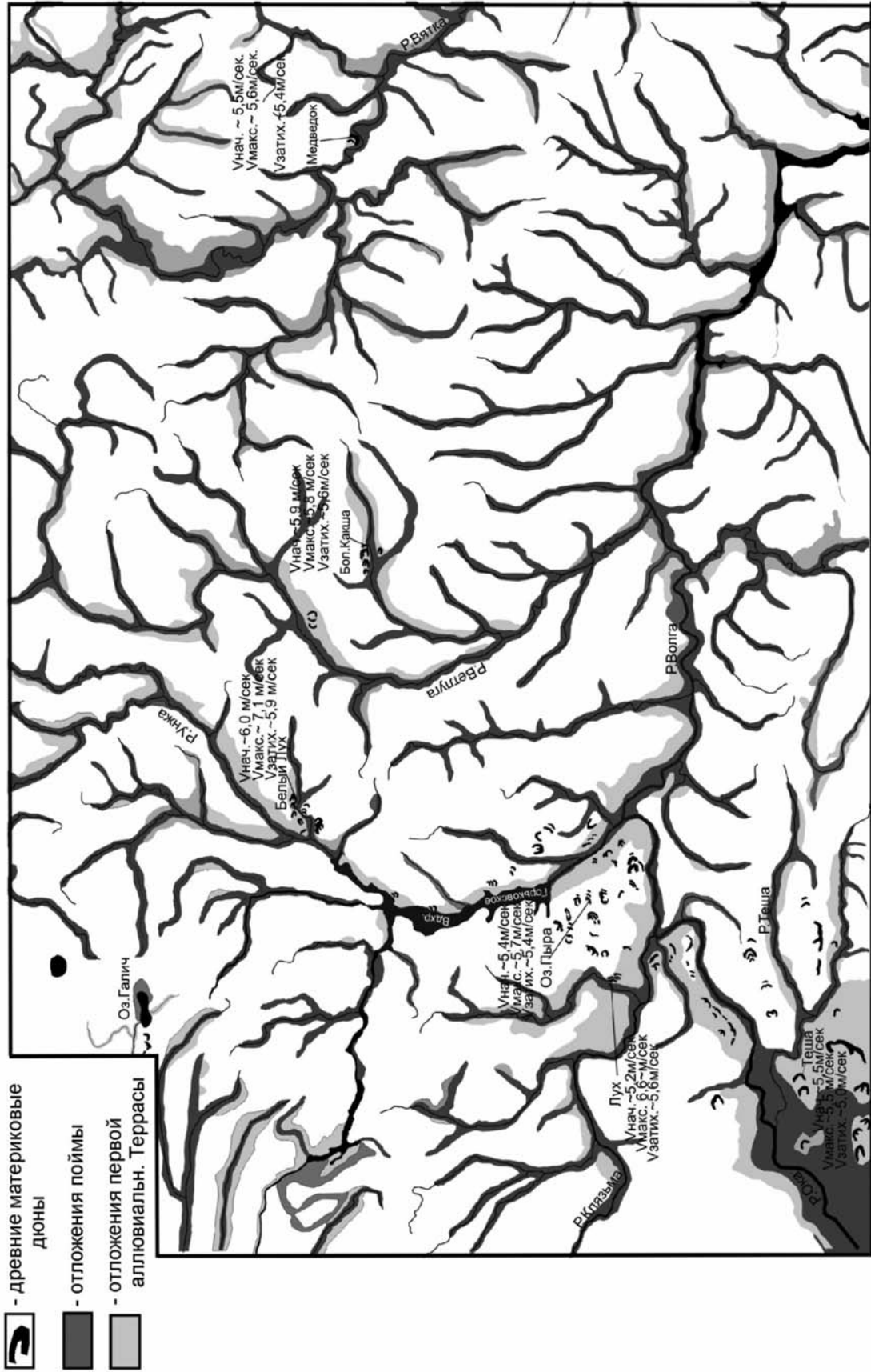


Рис. Распространение и ориентировка древних материковых дюн в бассейне верхней Волги



ствию реки или наличие песчаного карьера, вскрываются на большой протяженности эоловые и подстилающие их отложения. Изучение разрезов выявило наличие хорошо прослеживающиеся контакты между эоловыми и подстилающими их аллювиальными или озерными осадками, однако погребенная почва или просто достаточно хорошо гумусированные горизонты отсутствуют. Только в разрезе Б.Какша наблюдается темный прослой и подстилающий его обесцвеченный белесый песок на контакте эоловых и аллювиальных отложений (к сожалению, степень гумусированности темного прослоя недостаточна для проведения радиоуглеродного анализа). Отсутствие погребенной почвы, в пределах всей исследованной территории может говорить о том, что в период максимального развития процессов дюноформирования, ветровая эрозия была настолько велика что уничтожила все элементы почвенного покрова некогда сформировавшегося на отложениях, слагающих долинный комплекс и погребенных в последствии, эоловыми песками.

На гранулометрический анализ образцы песка брались: из приконтактной зоны – период начала развития эоловых процессов ($V_{нач.}$), из центральной части – период максимального развития процессов дюноформирования ($V_{макс.}$) и верхней части – этап затихания эоловых процессов ($V_{затих.}$). Результаты анализа показали, что во всех образцах доминируют песчаные зерна размером 0,25–0,1 мм (75–90%), что очень характерно для эоловых отложений [Аристархова, 1971; Mainguet, 1984]. В аллювиальных же и озерных осадках, даже если преобладает мелкая фракция, такого резкого пика не наблюдается. Оценка пороговых скоростей дюноформирующих ветров, как было сказано выше, проводилась по методике З.Борши и Б.Новачика. В результате проведения гранулометрического анализа, построения кумулятивной кривой получены следующие оценочные значения пороговых скоростей дюноформирующих ветров. В период начала дюноформирования скорости ветра варьировали от 6,0–5,9 м/сек на севере до 5,5 и 5,2 м/сек на юге. В период максимального развития процессов дюнообразования пороговые скорости ветра варьировали от 7,1–6,6 м/сек на северо-западе до 5,5 м/сек на юге и востоке исследуемого района. Для периода затихания эоловых процессов получены значения пороговых скоростей ветра от 5,9–5,6 м/сек на севере до 5,0–5,2 м/сек на юге. Конечно же, оценки

скорости дюноформирующих ветров довольно грубые, но, несомненно, выявляется тенденция, что в период дюнообразования ветры имели наибольшую скорость в максимум их развития и наиболее высокие их значения к северной части изучаемого района. Современные скорости ветра в осенний и весенний периоды (время, когда наиболее широко могут протекать процессы дюнообразования) не превышают 4,5 м/сек [Научно-прикладной справочник по климатам СССР, 1992].

Сравнение с прилегающей с запада территорией (междуречье Оки и Клязьмы) позволяет предполагать, что дюны сопредельных территорий являются единым поясом распространения дюнных массивов, образовавшихся в период отступления ледникового покрова. Они сходны по типам, размерам, ориентировке и гранулометрическому составу, (а значит и оценочные пороговые скорости дюноформирующих ветров имеют близкие значения). Интересно отметить, что весьма редко встречающиеся циркульные дюны, наблюдавшиеся в районе исследований, также встречаются на востоке сопредельного района. Это еще раз подтверждает, что в период дюноформирования доминирующее значение имели не только северо-западные ветры, но и юго-восточные.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристархова Л.Б.* Процессы аридного рельефообразования. М.: МГУ, 1971. 179 с.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 254 с.
- Дренова А.Н.* Дюнообразование как индикатор природных процессов перигляциальной зоны Восточно-Европейской равнины (на примере междуречья Оки и Клязьмы) // Автореферат на соискания ученой степени к.геогр.наук. М., 2000. 22 с.
- Научно-прикладной справочник по климатам СССР // Гидрометиздат, серия 3, ч. 1–6, вып. 29. СПб, 1992.
- Федорович Б.А.* Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М.: Наука, 1983. 236 с.
- Mainguet M.* A classification of based on Aeolian dynamics and the sand budget // Deserts and arid lands Ed. Farouk El-Bas. Martinus Nijhoff Publishers, the Hague, 1984. P. 31–58.
- Nowaczyk B.* Wiek wydm w Polsce. Wydawnictwo naukowe UAM, Poznan, 1986. 245 p.



СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И АРХЕОЛОГИЯ КУРТАКСКОГО ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНА (К 20-ЛЕТИЮ СО ВРЕМЕНИ ОТКРЫТИЯ)

Н.И. Дроздов, В.П. Чеха

*Красноярский государственный педагогический университет им. В.П. Астафьева
Институт археологии и этнографии СО РАН*

Введение

Куртацкий геоархеологический район расположен на юге Средней Сибири в Северо-Минусинской впадине и включает 20-километровый отрезок береговой зоны Красноярского водохранилища в долине Енисея. В 1986 г. в центральной части этого района на береговой отмели при проведении работ по паспортизации памятников археологии сотрудниками Красноярского государственного педагогического института были найдены каменные артефакты, имевшие древний (архаичный) облик и впоследствии определенные как ранне-, среднепалеолитические. Поскольку в бассейне Среднего Енисея это были первые подобного рода находки, была разработана программа исследований и началось целенаправленное комплексное изучение геоархеологического района.

Наиболее активные исследования проводились в 1989–1992 гг. Уже в 1989 г. после рекогносцировочных работ район получил название «Куртацкий» как зона сосредоточения разновозрастных палеолитических памятников. Он включал отрезок левобережной части Красноярского водохранилища протяженностью около 20 км между реками (а ныне заливами Красноярского водохранилища) Трифоновка и Ижуйль. В геолого-геоморфологическом плане Куртацкий район приурочен к одноименному крупному расширению долины Енисея. Размах долины с учетом террас составляет здесь около 12 км. Выше и ниже расширения долина сужается до 2–3 км. Характерно, что долина Енисея расположена в зоне, пограничной между Северо-Минусинской межгорной впадиной и Восточным Саяном, разделяя соответственно степные, лесостепные и горнотаежные ландшафты.

После создания Красноярского водохранилища нижний ярус долины был затоплен и на высоте над руслом Енисея 60–70 м был сформирован новый геоморфологический уровень с постоянной абсолютной отметкой 243 м. Он соответствует нормальному подпорному уровню (НПУ) водохранилища. Этот уровень выражен в виде высоких береговых отмелей. Выше отмелей располагается основной абразионный уступ. Морфология уступов и отмелей зависит от геологического, геоморфологического строения долины Енисея в зоне абразии, от гидроло-

гического режима водохранилища. Отличительной чертой береговой зоны стали вскрытые абразией достаточно мощные (до 30–40 м) толщи четвертичных отложений, как в уступах, так и на отмелях.

Уже первые исследования показали крайне сложное строение четвертичных отложений, определяемое различными взаимоотношениями субаэральных (лессовых) покровных толщ, древних педокомплексов и их осадочных аналогов, аллювиальных пачек. С другой стороны, на береговых отмелях в массовых количествах концентрировался археологический каменный материал, в первом приближении относящийся к разным периодам палеолита – от раннего до позднего, а также костные остатки крупных и мелких млекопитающих как эоплейстоценовых, так и относящихся к разным этапам плейстоцена – ранне-, средне-, позднеплейстоценовых.

В результате детального изучения четвертичных отложений выяснилось, что в районе присутствуют отложения, охватывающие промежуток от позднего плиоцена (эоплейстоцена) до голоцена. В настоящее время это наиболее полный и представительный в Средней Сибири разрез, в первую очередь, лессовой формации, представленной чередованием лессовых пород, ископаемых почв и их комплексов. Накопление широкого возрастного и генетического спектра достаточно мощных четвертичных отложений и их хорошая сохранность предопределились во многом своеобразным геоморфологическим положением (расположение в краевой части крупного расширения долины Енисея, оторванность от современных базисов эрозии). Субаэральные толщи, которые преобладают в разрезах района, по сравнению с осадками другого генезиса отражают историю развития и палеогеографию наиболее полно. Это позволило в 1997 г. выдвинуть район в качестве одного из базовых, опорных в Сибири для комплексного исследования геологических разрезов по интеграционной программе СО РАН «Изменение климата и природной среды Сибири в голоцене и плейстоцене в контексте глобальных изменений».

В местной стратиграфической схеме Куртацкого района выделены подразделения верхнего плиоцена (эоплейстоцена), нижнего, среднего, верхнего плейстоцена, а также целый ряд более мелких стратигра-



фических единиц. К верхнему плиоцену (кочков-ский горизонт) отнесены аллювий террасы высотой 60 м и перекрывающие его лессовые породы. Аллювий включает серию гидроморфных почв, имеет обратную намагниченность (зона Матуяма). Лессы содержат остатки грызунов таманского комплекса.

Лебедский горизонт нижнего плейстоцена. В него включены отложения погребенной долины Енисея и склоновые шлейфы, примыкающие к высоким террасам (верхнегорская серия). Последние слагаются лессовидными породами, многочисленными педоседиментами, ископаемыми почвами. Мощность отложений до 50 м. В них присутствуют остатки грызунов и крупных млекопитающих тираспольского комплекса. ТЛ-дата из лессовых пород 450 ± 42 т.л.

К среднему плейстоцену (бережековская серия) отнесены образования тобольского горизонта – вишняковский педокомплекс и залегающие выше отложения бахтинского ледникового надгоризонта – песчаный аллювий перигляциального комплекса, лессовые породы общей мощностью до 14 м. Возраст отложений определяется залеганием между палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего и верхнего плейстоцена. К среднему плейстоцену отнесена также «грубообломочная пестроцветная толща» склонового происхождения мощностью до 3 м. В ней обнаружены остатки среднеплейстоценовых мамонтов, а также наиболее архаичные, вероятно, раннепалеолитические комплексы артефактов. Хотя положение толщи и ее внешние черты позволяют допускать ее более древний возраст.

Верхнеплейстоценовые отложения объединены в куртакскую серию общей мощностью до 25 м. В ее основании залегает каменоложская почва черноземного типа с ТЛ – датой 130 ± 10 т.л. (казанцевский горизонт). К муруктинскому ледниковому горизонту в разрезах с нормальной лессово-почвенной последовательностью отнесены (снизу):

- 1) лессовидные супеси мощностью до 0,8 м;
- 2) сухоложский педокомплекс состоит из четырех сближенных почв со слабодифференцированными профилями мощностью 2,0–3,5 м, почвы содержат мустьерские комплексы каменного материала;

3) чанинская толща – лессовидные слоистые супеси мощностью до 20 м.

На отложениях чанинской толщи залегает Куртакский педокомплекс мощностью 1–4 м. Он соответствует каргинскому межледниковому горизонту. В большинстве разрезов педокомплекс имеет трехчленное строение (снизу): сильно нарушенная мерзлотными (в том числе с признаками многолетней мерзлоты) процессами почва с датами C^{14} – 29–32 т. л. н., слабо развитая почва со следами солюфлюкций,

слабодифференцированные продукты почвообразования с датами C^{14} в верхней части 22–24 т. л. н. и стоянками средней стадии позднего палеолита.

К сартанскому ледниковому горизонту отнесены трифоновские слои – лессовидные супеси мощностью до 10 м. В кровле и в подошве лессов имеются псевдоморфозы по жильным льдам. Лессовые породы включают стоянки финальной стадии позднего палеолита (16–10 т.л.). Подробно хроностратиграфия четвертичных отложений рассмотрена в монографиях [Дроздов, Чеха, Артемьев и др., 1992; Дроздов, Чеха, Хаззартс, 2005].

К числу несомненных достижений, проведенных в течение 20 лет работ, следует отнести разработку палеогеографических сценариев развития природной среды внеледниковой зоны Средней Сибири для эпох потеплений и похолоданий. Для потеплений (казанцевское время, первая половина каргинского времени) в целом для региона устанавливается близкая современной структура растительности. Эпохи похолоданий имели гораздо более сложную структуру. Выделяются переходные этапы (раннемуруктинское, позднекаргинское время), когда в межгорных впадинах образовались промежуточные между лессами и почвами образования (педолиты). Похолодание климата начало приводить к смещению вниз растительных поясов и миграции таежной растительности во впадины. Появились ерниковые ассоциации. Собственно эпохи похолоданий (вторая половина муруктинского времени, сартанское время) характеризовались разрастанием горного оледенения, расширением пояса горных тундр, мерзлоты, дальнейшей миграцией во впадины таежной растительности с элементами холодолюбивой горной. Однако разнотравные лесостепные, степные ландшафты здесь сохранялись на протяжении всего позднего плейстоцена. Одновременно получает развитие лессонакопление. Формируется «коричневый лесс». Дальнейшее развитие характеризовалось остепнением, расширением площадей лессонакопления со сменой на «серый лесс». Отмечается «избегание» лессами наиболее засушливых частей впадин.

В межгорных впадинах в эпохи похолоданий понижение среднегодовой температуры оценивается в первые градусы. В целом сценарии не дают оснований говорить о существенных зональных изменениях природной среды региона в эпохи похолоданий.

Эволюционный путь развития природной среды был не единственным в истории позднего плейстоцена. Выделяются отрезки времени с резким ухудшением климата (кризисные) с появлением в межгорных впадинах многолетней мерзлоты, а в растительном покрове лесотундровых (?), близких севе-



ротаежным группировок. Продолжительность таких кризисов (среднемуруктинское, среднекаргинское, раннесартанское время) достигала первых тысяч лет. Используя метод актуализма (по мерзлотным явлениям), можно предполагать существование на юге Средней Сибири в такие периоды условий северной тайги, лесотундры (температура января 36–40 С ниже нуля, июля + 16 , + 18 С, среднегодовая 10–12 С ниже нуля).

Согласно исследованиям, установлена связь человека с периодами, переходными от потеплений к похолоданиям (раннемуруктинский, позднекаргинский этапы) либо к первым половинам похолоданий с климатом умеренно холодным, достаточно влажным (самаровский этап, начало среднего сартана). Хронологически такие периоды занимали основную часть климатических циклов. Лишь к концу сартанского времени человек адаптировался и к аридным условиям. Выявлена связь этих отрезков времени с событиями в Центральной Азии – льдообразованием в горах, миграцией растительных поясов, обводнением равнин. Таким образом, уже в среднем плейстоцене человек адаптировался в Северной Азии к достаточно холодной природной среде. Как наиболее теплые периоды (казанцевское время, раннекаргинское время?), так и климатически экстремальные, аридные, приводили к миграциям, рассредоточениям, перемещениям человека из исходных мест обитания.

Циклические изменения природы, таким образом, определяли прерывисто-непрерывный, неравномерный ход развития древних человеческих обществ во времени. Возможно, не случайны совпадения и направленного изменения культур с климатическими переменами: самаровский этап (ранний палеолит) – перерыв – раннемуруктинский этап (типичное мустье) – перерыв – каргинское и сартанское время с рядом стадий позднего палеолита, разделенных перерывами (конощелье – 33–29 тыс. лет, начало сартана – 22–18 тыс. лет).

Основной формой влияния природы на человека служил также фактор пространственного разнообразия внеледниковой зоны. Это определяло крайнюю неравномерность его расселения. Уже впервые появившийся в эпоху среднелепистоценового оледенения человек (миграции из Европы?, Цен-

тральной Азии?) выбрал для проживания Северо-Минусинскую впадину. Она находилась вне прямого влияния Саянских горных оледенений и под защитой северных хребтов от «дыхания» северосибирских ледниковых покровов. Как в это время, так и впоследствии участками, районами повышенной плотности палеолитических поселений становились территории с пространственно-географическим разнообразием границ, контактных линий. В условиях зон контакта «контрастных географических сред» важное значение имели факторы лесистости, максимальной продуктивности крупных млекопитающих. С этих позиций различные культурные общности (поздний палеолит) проявляли себя единым образом. При миграциях эта закономерность выражалась слабо.

Одним из самых примечательных следствий приспособительного характера человека являлся его прослеживающийся в течение всей истории палеолита «природный» традиционализм, устойчивость, консерватизм. Это выражалось в тенденции к обитанию в периоды с вполне определенными природными условиями. Устойчивыми были и пространственные закономерности размещения поселений. Единообразно, независимо от культурной принадлежности, на поздних этапах проявлялся характер трофических связей и, как следствие, сходство образа жизни. Эта важнейшая закономерность, очевидно, определяла и относительную социальную устойчивость древних обществ. По словам археолога Г.П. Григорьева [1968], кажущаяся излишней приверженность к традициям была для позднепалеолитического человека единственным способом накопления, хранения и передачи опыта.

ЛИТЕРАТУРА

Дроздов Н.И., Чеха В.П., Артемьев Е.В. и др. Археология, геология палеогеография палеолитических памятников юга Средней Сибири (Северо-Минусинская впадина, Кузнецкий Алатау и Восточный Саян). Красноярск: ПИК «Офсет», 1992. 130 с.

Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геология и четвертичные отложения Куртакского георхеологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск, 2005. 111 с.



О ХОЗАРСКОМ СЛОНЕ ИЗ ЛЮБЕРЕЦКОГО РАЙОНА ПОДМОСКОВЬЯ

И.А. Дуброво,¹ В.В. Писарева,² С.М. Шик³

¹Палеонтологический институт РАН,

²Институт географии РАН,

³Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы

Летом 2003 г. у пос. Некрасовка на северной окраине г. Люберцы (Московская область) в песчанном карьере предприятия «Автобаза Ильинское», на глубине 12 м были обнаружены крупные кости. По инициативе зам. директора автобазы Ю.И. Толстова они были переданы для научной обработки И.А. Дуброво в Палеонтологический институт РАН. В результате исследования выяснилось, что остатки принадлежат взрослой особи ископаемого слона. Найдены почти целая плечевая кость и часть нижней челюсти (рис. 1) с правым и левым последними коренными зубами (M₃). Окраска и степень сохранности костных остатков одинаковы. Это не позволяет предполагать их переотложение. В настоящее время кости находятся в мини-музее, созданном при автобазе (Северный округ г. Москвы, пос. Ильинское). Вероятно, остатки слона происходят из основания аллювия второй надпойменной террасы р. Пехорка, на которой расположен пос. Некрасовка

Строение и пропорции нижней челюсти характерны для слонов рода *Mammuthus Сохранившиеся* в ней зубы M₃ сильно стерты. Передняя часть их коронки – с первым корнем, которому у слонов рода *Mammuthus*. соответствуют 5–6 зубных пластин, уже полностью уничтожена стиранием. У правого зуба сохранилось 14, а у левого – 13 пластин.

Полное число пластин у еще нестертого последнего нижнечелюстного зуба Некрасовского слона было немногим больше 20.

Полученные показатели важных диагностических признаков описываемых коренных зубов слона, такие, как частота пластин равная 6,5–7 на 10 см, толщина эмали 2–2,5 мм и полное число пластин (равное, видимо, 23–26) позволяют определить принадлежность остатков этого слона виду *Mammuthus chosaricus* Dubrovo. К сожалению, попытка установить радиоуглеродный возраст костных остатков не удалась из-за полной выщелоченности коллагена.

Из внутренней полости диафиза плечевой кости был извлечен песок с растительным детритом, который был передан для палинологического изучения В.В. Писаревой.

Мацерат образца оказался переполненным пылью, спорами и обрывками водорослей *Pediastrum*, подсчет которых не производился. В спектре

преобладала пыльца древесных пород и кустарников (86 % от общего состава). Основная масса зерен принадлежала орешнику – *Corylus avellana* L. и ольхе с видами *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn и *A. incana* (L.) Moench. В меньшем количестве присутствовала пыльца широколиственных пород – дуба (18% от суммы пыльцы древесных пород), вяза (11%), липы (4 %), граба (19 %), клена (1 %). Пыльца ели составляла 2%, сосны – 24 %, березы 22%. Травянистые и кустарничковые растения встречались реже (12 %), но они отличались большим разнообразием и относились к 30 таксонам. Споры отмечены в количестве 2%.

Большинство определенных растений имеет обширные ареалы в пределах Евразии и в настоящее время произрастает на территории Подмосковья. К чуждым современной флоре относятся лишь немногие виды: восточноазиатский – *Osmunda cinnamomea* L. и западноевропейские – *Quercus petraea* Liebl., *Tilia platyphyllos* Scop., *T. tomentosa* Moench. и *Carpinus betulus* L. Спектр с таким флористическим составом типичен для разрезов микулинского межледниковья Подмосковья, где находятся выходы озерно-болотных отложений этого возраста – у села Троицкое [Москвитин, 1967], у г. Дмитров [Гитерман и др., 1978], у с. Ильинское на р. Яхроме [Гричук и др., 1993] и др. При сравнении с диаграммами перечисленных местонахождений, а также ранее изученного нами микулинского торфяника у г. Дмитров («Борисова Гора», рис.2) можно видеть, что проанализированный образец как по общему составу спектра, так и по процентному содержанию отдельных компонентов занимает пограничное положение между палинозонами M5 и M6 (по схеме В.П. Гричука [1989]). Рассматриваемый хронологический срез относится ко времени климатического оптимума – к переходному интервалу от термоксеротической к термогигротической стадии, когда на территории Подмосковья распространились смешанные хвойно-широколиственные леса с широким развитием в подлеске орешника, серой ольхи, калины. На увлажненных участках существовали черноольховые заросли с ивой, смородиной, посконником – *Eupatorium cannabinum* L. Луговая растительность состояла из представителей семейств Poaceae, Cyperaceae, Fabaceae, Valerianaceae и др. К рудеральным местообитаниям были

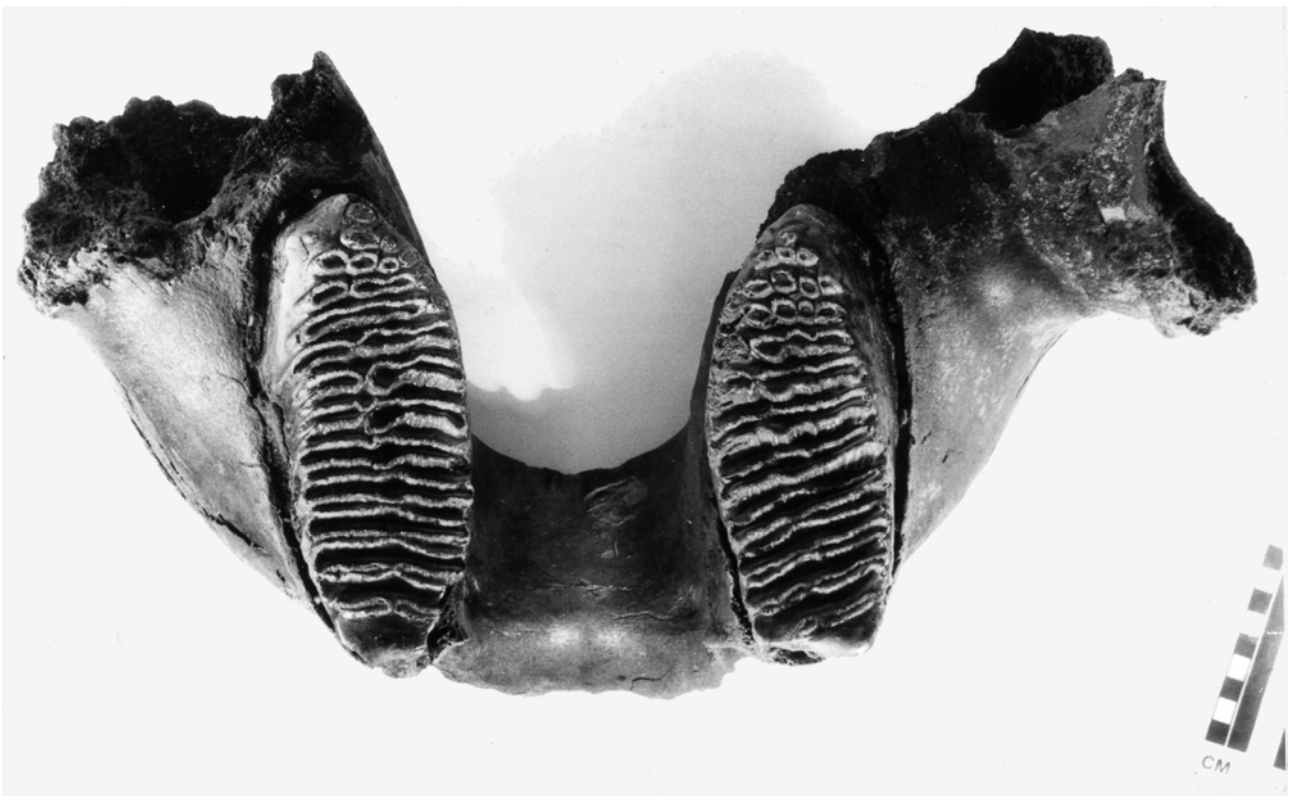


Рис. 1. *Mammuthus chosaricus* Dubrovo. Часть нижней челюсти, с последними коренными зубами МЗ, пос. Некрасовка

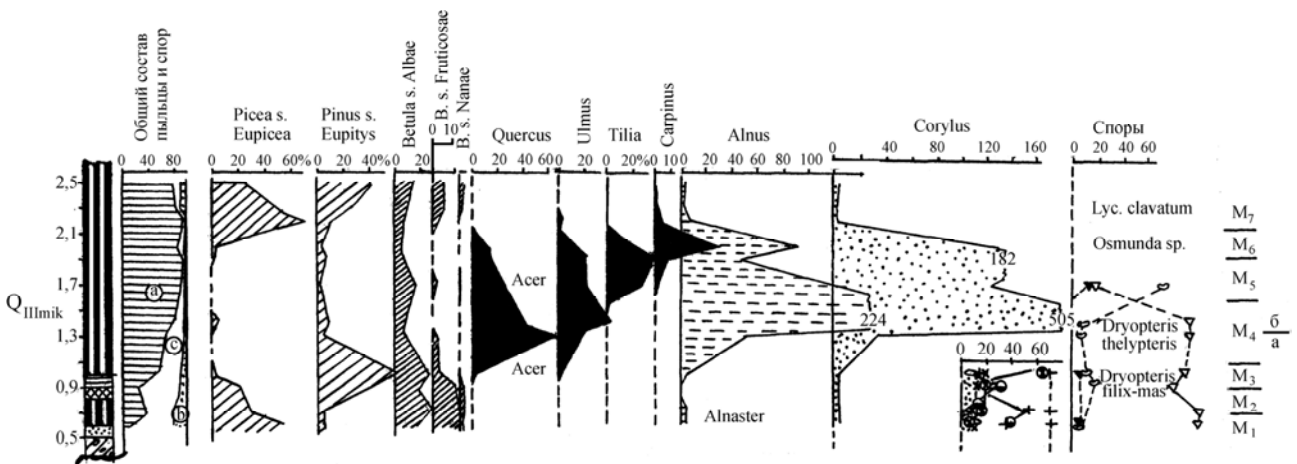


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза микулинских межледниковых отложений «Борисова Гора» у г. Дмитров Московской области. Анализы В.В. Писаревой.

приурочены *Tanacetum vulgare* L., *Poligonum aviculare* L., *Utrica* sp., *Plantago* sp. и, возможно, редко встречающиеся в спектре *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. В неглубоких водоемах-старичах произрастали *Nuphar lutea* (L) Smith., *Typha* sp., *Myriophyllum* sp. и водоросли *Pediastrum*.

В целом полученные данные свидетельствуют о благоприятных условиях обитания слона, обнаруженного у пос. Некрасовка. Кормом ему могли слу-

жить ветки кустарников, кустарнички и травянистые растения. Ранее остатки хозарского слона были обнаружены в Истринском районе Московской области [Шик и др., 1993], однако они относятся к среднему плейстоцену; этот слон обитал в условиях, когда была развита бореальная растительность.

Данные по описываемой находке свидетельствуют о том, что остатки хозарского слона могут встречаться не только в отложениях среднего плей-



стоцена, как обычно считалось ранее, но и позже- в межледниковых отложениях начала верхнего плейстоцена. В Нижнем Поволжье, откуда происходит голотип хозарского слона, также есть основание предполагать его присутствие в начале позднего плейстоцена. А.А. Свиточ и Т.А. Янина [2004] выделяют в разрезах Черный Яр – Нижнее Займище аллювиальные отложения черной свиты, к которым приурочены остатки хозарского слона. Выделяемая ими свита залегает с разрывом на нижне-хазарских морских отложениях.

Полученные в последние годы материалы по морфологии хозарского слона и его стратиграфической приуроченности, показывают, что вопрос о верхней границе хазарского фаунистического комплекса, вероятно, требует пересмотра – Возможно, этот комплекс охватывает также самый конец среднего плейстоцена и микулинское межледниковье.

Работа поддержана Грантом РФФИ № 05-04-48493а.

ЛИТЕРАТУРА

Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Коренева Е.В. и др. Верхнеплейстоценовый торфяник в г. Дмитрове Мос-

ковской области // Бюллетень МОИП, отд. геол. Т. 53, вып. 5. 1978. С. 90–94.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.

Гричук В.П., Зеликсон Э.М., Носов А.А. Новые материалы по межледниковым отложениям у с. Ильинское на р. Яхроме // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичн. периода. № 52. М.: Наука, 1983. С. 150–156.

Кириллова И.В., Тесаков А.С. Водяная полевка из хозарских отложений Нижней Волги // Экология антропогена и современность: природа и человек. СПб: Гуманистика, 2004. С. 168–169.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М.: Наука, 1967. 238 с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Основные черты геологического строения и палеогеографии плейстоцена Нижнего Поволжья // Экология антропогена и современность: природа и человек. СПб: Гуманистика, 2004. С. 58–61.

Шик С.М., Дуброво И.А., Лавров А.В. и др. Хозарский слон с р. Молодильня (Истринский район Московской области) // Бюллетень РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 2. М.: Росгеолфонд, 1993. С. 162–172.

МЕТОД АКТУАЛИЗМА В ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

С.П. Евдокимов

Смоленский государственный университет

В период становления геологии и палеогеографии как самостоятельных областей научного знания происходил процесс формирования системы методов, соответствующих тем целям и задачам, которые стояли перед наукой о Земле на разных этапах её развития. Одним из них стал метод актуализма. Возникнув в геологии, актуализм оказался тесно связанным с развитием этой науки. Поэтому в длительной истории развития актуалистических идей можно выделить периоды, отражающие в общей форме развитие геологического знания.

Начиная с 30-х годов нашего столетия, по вопросу об актуализме наметились три основных направления, по-разному трактовавших эту проблему.

Ряд ученых развивали актуализм в лучших традициях прошлого. Многие из них, признавая определённую ограниченность этого метода, пытались разработать актуалистическую методику исследования там, где она могла быть успешно использована. Другая группа учёных отождествляла актуализм и униформизм, понимая его крайне односторонне. Наконец, третье направление отрицало актуализм как

действенный метод исследования и считало его непригодным для исторического анализа.

Серьёзным ограничением метода актуализма выступает специфический характер развития современной геологической эпохи. Впервые среди всех прочих геологических агентов выступает творчески преобразующий природу человеческий разум, который уже произвёл и продолжает производить необратимые изменения на нашей планете.

Условия или пределы приложимости метода актуализма ограничены также рядом причин, вытекающих из других источников и, прежде всего из сущности таких актов мышления, как сравнение и аналогия, являющихся логической основой этого метода. Этот недостаток отмечал Ю.А. Жемчужников [3]. На основе сравнивающей деятельности возможен определённый тип умозаключения по аналогии, вывод по аналогии основывается на предположении о необходимом характере связи признаков, общих для исследуемых объектов. Гипотетический характер связи обуславливает часто только вероятностный вывод по аналогии. Для того



чтобы сделать такой вывод достаточно достоверным, необходимы дополнительные проверки и специальные исследования. Вторым ограничением метода Ю.А. Жемчужников считает специфический характер современной геологической эпохи. Он указывает, что аналоги современной эпохи по физико-географическим условиям образования многочисленны, и их нужно искать в ледниковых и послеледниковых отложениях, в карбоне, перми и возможно в девоне и триасе. Третий, наиболее крупный недостаток метода обусловлен необратимостью эволюционного процесса развития Земли. Эта идея влечёт ограничение, связанное не только с древностью сравниваемых отложений, но и с положением их в цикле осадконакопления. Необходимо учитывать, что некоторые фации строго приурочены к условиям определённых геологических периодов и в настоящее время не образуются.

Все перечисленные ограничения, по мнению Жемчужникова и многих других исследователей, не принижают огромной роли изучения современных явлений для выяснения истории развития Земли.

В широкой постановке проблемы метода актуализма значительную роль сыграло Всесоюзное совещание по вопросам литологии и петрографии осадочных пород в ноябре 1952 г., а также предшествовавшая ему дискуссия на страницах печати. Кроме обсуждения характера общей литологической теории на Совещании и в ходе дискуссии обсуждались методологические вопросы и, прежде всего – о путях подхода к построению, общей теории осадочного процесса. В основном наметилось две точки зрения по этому вопросу – Н.М. Страхова и его последователей (Г.И. Бушинского, Г.Ф. Крашениникова, Е.В. Шанцера, А.Л. Яншина и др.) и Л.В. Пустовалова (его поддерживали М.В. Клёнова, К.А. Баранов и др.).

Н.М. Страхов при изучении вопроса закономерностей и механизма осадочного процесса применил методику, основу которой составляет анализ современного осадочного процесса и сопоставление его с древним осадконакоплением, а также исследование историко-геологических закономерностей образования осадочных древних пород [6, с. 103]. Иную позицию занял Л.В. Пустовалов, точка зрения которого была отражена не только в ряде его статей, но и в докладе Оргкомитета. Основная мысль его сводилась к тому, что принцип актуализма, введённый в науку в начале прошлого столетия Ч. Лайелем, был некритически воспринят многими зарубежными учёными, а также рядом русских геологов. Делается вывод, что поскольку на принципе актуализма Лайель основал метод актуализма, то он является метафизическим и не приемлемым для современной геологии. Исходя из этого, Л.В. Пустовалов пришёл к выводу, что речь

может идти только «о полной замене в геологии узкого и одностороннего принципа актуализма более широким и многогранным принципом развития, который включает в себя здоровые материалистические основы принципа актуализма, но устраняет его слабые стороны» [5, с. 101].

Несколько иную позицию заняла часть геологов – Н.С. Шатский, Ю.А. Косыгин, А.В. Пейве и др. Они считали неправомерным как полный отказ от актуализма Л.В. Пустоваловым, так и крайнее преувеличение значения изучения современных осадков Н.М. Страховым. Актуализм в понимании Лайеля, считают они, конечно, должен быть отвергнут, как противоречащий диалектико-материалистическому мировоззрению. Однако метод актуализма, получивший новое, более глубокое содержание, несмотря на его определённую ограниченность, может сыграть большую роль не только в литологии, но и в ряде других отраслей геологии с учётом необратимости развития органической и неорганической природы [9].

Отмечая ряд недостатков и ошибок в понимании актуализма Л.В. Пустоваловым, Н.М. Страховым и другими геологами, в содокладе Оргкомитета подчёркивается, что «этот приём исследования должен быть сохранён в арсенале геологической науки, но с обязательным условием учёта при использовании им необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли и недопустимости механического переноса современных соотношений на древние эпохи» [1, с. 52].

Полемика по вопросу актуализма не решила однозначно эту проблему. В 60-х годах актуализм вновь становится объектом методологических споров. Одной из причин разногласий явилось то, что некоторые исследователи не проводили чётких различий между такими достаточно определёнными понятиями в науке, как идея и принцип, теория и метод. В свое время Лайель тесно связал униформизм и актуализм, и их стали впоследствии отождествлять. Униформизм как гипотеза стал смешиваться с методом познания – актуализмом. Отрицая униформизм, заодно отбрасывали и актуалистический метод познания, который якобы дискредитировал себя, будучи использованным на униформистской основе. Обращаясь к истории формирования этих понятий, надо учитывать, что актуалистические идеи возникли ещё на заре научного знания и лишь усилиями таких учёных, как Д. Геттон, К. фон Гофф, Ч. Лайель и др., был выработан метод актуализма. Одновременно происходило формирование униформистских идей, используя которые Лайель разработал гипотезу униформизма. Вот почему необходимо чёткое различие принципа и метода актуализма, понимая под первым лишь униформизм. Ак-



туализм же возник как научный метод и в качестве такового выступает в современной геологии. Под ним понимают метод познания геологического прошлого и будущего на основании изучения современных природных процессов и установления сходства или различия между ними. Существующие разногласия по проблеме актуализма представляются некоторым исследователям как чисто терминологические. Дело в том, что сам термин «актуализм» вошёл в научный обиход значительно позднее, чем возник метод актуализма. То же самое произошло с термином «униформизм», оформившимся в 1830 г., хотя гипотеза постепенного, циклического развития Земли возникла значительно раньше.

Известно, что основатели актуалистического метода Ломоносов, Гофф и Лайель ещё не пользовались этим термином. Поэтому утверждение некоторых учёных, что якобы передовые представители геологии не использовали в своей работе ни принципа, ни метода актуализма, так как у них нет даже упоминания об актуализме, представляет собой явно неудачную в историческом отношении аргументацию. Попытка отказаться от этого термина в ходе совещания 1952 г., дискредитировала саму идею использования этого метода в геологии и поэтому не была поддержана большинством учёных. Сущность метода, конечно, останется неизменной, как бы ни меняли его название, даже если последнее в ходе исторического процесса было связано некогда с метафизическим содержанием этого метода. Практика показала, что актуалистический метод сохранил свою материалистическую сущность, успешно применяется в научном исследовании и не нуждается в чисто формальных реконструкциях.

В дальнейшем усилиями ряда исследователей сделана попытка уточнить понятие актуализма и определить сферу его действия, его потенциальные возможности.

Н.П. Французова и В.Н. Павлинов чётко разграничивает принцип униформизма и метод актуализма [7, 8]. Сохранив определённую преемственность с униформизмом, метод актуализма широко используется в настоящее время в геологическом исследовании. Этому способствует ряд преимуществ его: а) современные геологические процессы доступны непосредственному наблюдению и анализу; б) современные процессы можно изучать в их неразрывной связи, взаимодействии, что невозможно по отношению к процессам прошлого; в) изучение современных геологических процессов может в определённой степени заменить эксперимент; г) сравнение остатков геологического прошлого с результатом современных процессов необходимо не только при их полном сходстве, но и при некоторых различиях [4, с. 9]. Эти же авторы, оценивая

возможности актуалистического метода, отмечают, что его нельзя рассматривать как универсальный метод для познания прошлого.

Исходя из природы актуалистического подхода, наибольший интерес представляет логический анализ схем переноса знаний, получаемых при изучении современных процессов, на геологическое прошлое. Выделяют две логические схемы, по которым осуществляется перенос, опирающийся на актуалистические представления [2]. Первая схема связана с ретросказанием, позволяющим с помощью теоретической модели получить выводы об объектах или процессах прошлого путем логической трансформации эмпирических данных, снятых с реального объекта. Это основной путь, по которому реализуются теоретические построения в геологии и, прежде всего различного рода реконструкции прошлого. Данный путь имеет ряд принципиальных ограничений, затрудняющих использование метода актуализма. К ним относится невозможность экспериментальной проверки получаемых результатов.

Второй путь более сложный, но эффективный. Суть его заключается в том, что также строится теоретическая модель с использованием ряда предпосылок о протекании геологического процесса в прошлом. Далее на основе этой модели выводятся следствия о состоянии исследуемого объекта в настоящем и сопоставляются с эмпирическими данными. Таким образом, особенностью этой схемы является обязательная экспериментальная проверка теоретических положений. Именно в таком плане актуалистический метод может занять подобающее место в геологической науке, т.к. для геологии теоретическое моделирование является наиболее перспективным [2].

Проследивая историю становления и развития актуалистических идей, мы убеждаемся в сложности и драматичности тех коллизий, которые возникли и продолжают существовать до настоящего времени. Крайние оценки в определении роли и значения актуализма в геологических исследованиях породили осторожное отношение к этому методу. Преодолеть подобный скептицизм можно только путём анализа возможностей актуалистического метода, разработки конкретных методик его использования в различных областях геологии и палеогеографии.

Отрицание или игнорирование роли актуализма в процессе познания означает отказ от решения важной методологической проблемы, имеющей отношение не только к геологии, но и ко всем наукам, изучающим развивающиеся объекты, в частности, к палеогеографии. Во многих естественных и общественных науках актуализм выступает как важная методологическая основа и предпосылка развития этих наук. Для многих из них актуализм явился переходным этапом к историзму и установ-



лению закономерностей развития живой и неживой природы. Необходимость обращения к актуалистическим построениям в общем плане обусловлена тем, что «...сам характер нашего мышления неизбежно «актуалистичен», так как у нас нет возможности коренным образом выйти за пределы нашей деятельности» [8, с. 212].

В современной геологии и палеогеографии метод актуализма, будучи тесно связан с диалектико-материалистической теорией циклически-необратимого развития Земли, играет важную методологическую роль. Сохранив своё самостоятельное значение в геологии, актуализм в процессе исторического развития явился предпосылкой для возникновения более совершенного сравнительно-исторического метода.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П.Л., Гиммельфарб Е.М. и др. О некоторых спорных вопросах советской литологии // Сочинения по осадочным породам. Вып. 1 (доклады). М.: Изд-во АН СССР, 1952.

2. Груза В.В., Романовский С.И. Принцип актуализма и логика познания геологического прошлого / Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 2.

3. Жемчужников Ю.А. К вопросу о современном состоянии актуалистического метода в литологии // Литологический сборник. Вып. I. Л., 1948.

4. Леонов Г.П. Историзм и актуализм в геологии / Вестник Москов. ун-та. Сер. геол. 1970. № 3.

5. Пустовалов Л.В. К вопросу о положении в науке об осадочных породах / Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4.

6. Страхов Н.М. К вопросу об общей теории осадочного процесса / Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4.

7. Французова Н.П., Павлинов В.Н. Актуализм и его место в геологических исследованиях / Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 3.

8. Французова Н.П. Исторический метод в научном познании. М.: Мысль, 1972.

9. Шатский Н.С., Косыгин Ю.А. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и методе актуализма в геологии // К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., 1951.

МОДЕЛЬ ДЕГЛЯЦИАЦИИ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

В.Я. Евзеров

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Анапты, e-mail: yevzerov@geoksc.apatity.ru

Кольский регион включает в себя территорию Мурманской области и прилегающие к Кольскому полуострову шельфы Баренцева и Белого морей. Поверхность поздневалдайского ледяного щита в его пределах была низко градиентной как в период максимального распространения, так и во все стадии деградации. Этому способствовало расположение его периферических частей на невысокой равнине с чехлом рыхлых водосодержащих пород, охватывающей современный континент и шельф. Наличие водосодержащего рыхлого субстрата на ложе ледника снижало сопротивление сдвигу на контакте льда с ложем и приводило к выколаживанию поверхности ледника [4].

Деградация ледника протекала в условиях циклических вариаций климата разного ранга, установленных посредством детальных исследований различными методами ледниково-морских, пресноводных и глубоководных морских осадков [6, 10]. Каждая из вариаций продолжительностью от 500 до 2000 лет включала в себя сравнительно быстрое потепление и последующее постепенное или ступенчатое похолодание.

В периоды межстадиальных потеплений в основном в связи с низко градиентным характером по-

верхности ледника в Кольском регионе происходило отчленение от основного массива льда огромных периферических областей ледника [2]. В течение этих же периодов край динамически активного льда при благоприятных геоморфологических условиях контактировал с возникавшими или уже существовавшими в это время приледниковыми водными бассейнами. Высокая теплоёмкость воды приводила к быстрому совмещению ледяного берега с линией нулевого баланса масс ледника и длительному сохранению его довольно стабильного положения. Вследствие этого создавались условия для накопления у крутого ледяного берега мощных толщ осадков, состоящих из обломочного материала как сползшего по льду и подвергнувшегося минимальной переработке в водной среде, так и принесенного потоками талых ледниковых вод. Впоследствии при полном освобождении территории ото льда эти толщи проявлялись в рельефе в виде гряд насыпных краевых образований, так называемых маргинальных озов. Край активного льда в Кольском регионе не удалялся сколько-нибудь значительно от области накопления предкраевых толщ флювиогляциальных осадков. Свидетельства его отступления установле-



ны в двух районах, расположенных севернее Ловозерских тундр и южнее Ура-губы. В первом из них, где край ледника отступал к западу, маргинальный оз местами раздваивается, и его западная ветвь либо примыкает к восточной ветви, либо отстоит от неё на расстоянии от 50 до 500 м [2]. В северной части региона, в непосредственной близости к вершине Ура-губы развита насыпная краевая гряда, на проксимальном склоне которой в морене обнаружен отторженец глин. Очевидно, что эти глины сначала, при отступлении ледника в южном направлении накопились в приледниковом водоёме, а при последующем наступлении ледника в период стадийного похолодания были отторгнуты от сформировавшейся толщи глин и перемещены на склон насыпной гряды. По нашим наблюдениям, в морском приледниковом водоёме аналогичном тому, существование которого наиболее вероятно в урагубском районе, глинистые толщи формировались в нескольких сотнях метров от края льда. Незначительное проявление фронтальной дегляциации, установленное в упомянутых районах, подтверждается отсутствием озерно-ледниковых осадков в основании всех изученных нами разрезов отложений озерных котловин центральной и восточной частей Кольского полуострова [2, 5]. Оно несомненно является следствием характера дегляциации. В позднем валдае, на протяжении которого климат в окрестностях ледникового покрова повсеместно был холоднее современного [6, 7], на Кольском полуострове он, очевидно, отвечал наименее суровому арктическому. Суровым климатом региона объясняется длительное таяние отчленившихся периферических массивов льда, которое, видимо, происходило на протяжении не одного, а нескольких межстадиальных периодов. Такое предположение подтверждается весьма существенным различием возраста начального накопления органики (до 2000 лет) в озерах, расположенных в непосредственной близости друг к другу. Фронтально-ареальная (преимущественно ареальная) дегляциация в пределах Кольского региона имела место на протяжении промежутка времени от начала деградации ледникового покрова вплоть до последнего межстадиального потепления в аллерёде.

Во время стадийных похолоданий ледник, наступая, в той или иной степени деформировал гряды насыпных краевых образований, если таковые оказывались на пути перемещения льда. В пределах районов слабого проявления деформаций наблюдаются незначительные смещения отдельных участков этих гряд. В районах же интенсивных дислокаций гряды местами разорваны со смещением отторженцев, как минимум, на сотни метров – первые километры; в оставшихся на месте фрагментах насыпных гряд обломочный материал смят

в складки, сформированы тектонические чешуи и проявлен диапиризм [1, 2]. При максимальном распространении ледника в каждую из стадий он образовывал перед своим краем главным образом гряды напорных морен, если поверхность ледникового ложа была наклонена в направлении перемещения льда. Если же ложе было наклонено навстречу движению льда, то перед его краем возникало приледниковое озеро и наряду с напорными грядами формировались флювиогляциальные дельты [1, 2].

Таким образом, в Кольском регионе в течение каждого межстадиально-стадиального климатического цикла у края активного льда создавался пояс маргинальных ледниковых образований, состоящий из двух полос краевых гряд: внутренней и внешней. Внешняя полоса, наиболее удаленная от центрально-ледниковой области всегда возникала после внутренней. [1–3]. Расположение краевых поясов региона, а также образований, в основном отражающих направления движения льда в заключительные этапы эволюции ледникового щита, показаны на рис. На Кольском полуострове и в Беломорской котловине надежно установлены три пояса краевых образований Скандинавского ледникового покрова, отвечающих периоду его деградации (пояс IV сформирован во время наступления ледника). Наиболее древний из этих поясов сформировался, вероятно, в связи с потеплением между 14700 и 16100 лет до настоящего времени (н. в.) и последующим похолоданием в интервале от ~14 700 до 13 400 – 13 000 лет до н. в. [3, 6, 10]. Два более молодых краевых пояса отвечают, соответственно, климатическим ритмам бёллинг – средний дриас и аллерёд – поздний дриас [3].

В заключительный этап деградации поздневалдайского ледяного щита, охватывающий промежуток времени между поздним дриасом и началом бореала, имела место рассекающая дегляциация: монолитное тело ледника было расчленено протяженными морскими заливами, и постепенно лед растаял.

Представляется вполне вероятным, что поздневалдайский ледниковый покров повсеместно более или менее одинаково реагировал на межстадиальные потепления и стадийные похолодания. Однако маргинальные пояса, представленные двумя полосами краевых образований, могли образоваться только в тех случаях, когда в периоды межстадиальных потеплений были условия для возникновения приледникового водоёма у края активного льда: поверхность ледникового ложа была наклонена навстречу движению ледника или на равнинной поверхности ложа имели место достаточно протяженные замкнутые депрессии. В литературе имеются достоверные сведения о подобном охарактеризованному выше развитию событий при деграда-

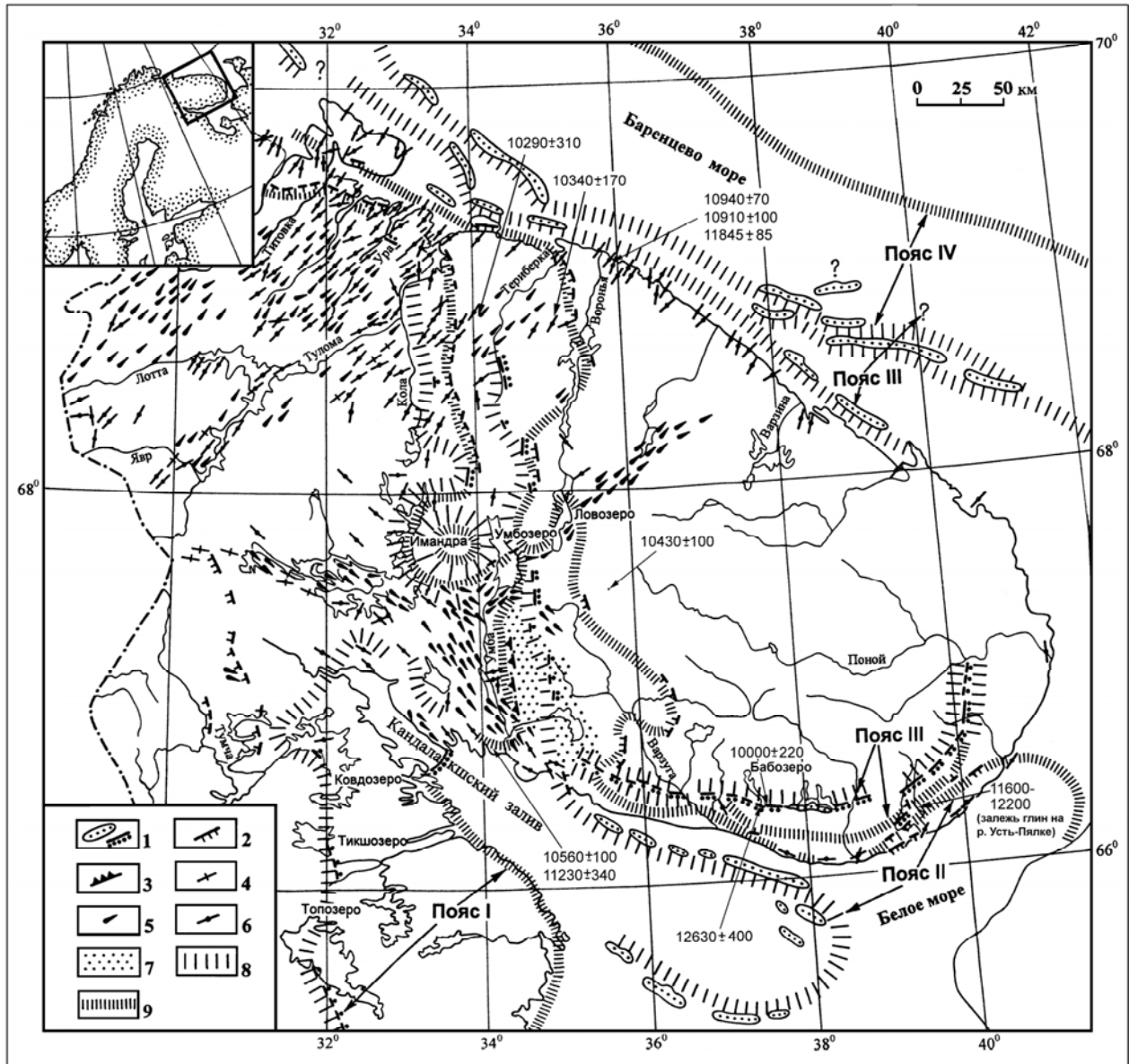


Рис. Схема распространения ледниковых образований Кольского региона

1 – гряды краевых и межлопастных напорно-насыпных морен; 2 – гряды напорных морен; 3 – маргинальный уступ; 4 – флютинг; 5 – друмлины; 6 – ледниковые шрамы; 7 – островная возвышенность; 8 – положение края ледника (или отдельной лопасти) при формировании насыпных конечно-моренных гряд внутренней полосы маргинального пояса в период межстадиального потепления; 9 – то же при образовании напорных конечно-моренных гряд внешней полосы маргинального пояса в период стадиального похолодания. В центральной части схемы замкнутые контуры, отражающие положение края льда в различные этапы эволюции ледника (условные обозначения 8 и 9), приурочены к Хибинскому (на западе) и Ловозерскому горным массивам. На рис. приведены радиоуглеродные датировки начальных этапов накопления органики в озерных котловинах и возрастной интервал формирования озерно-ледниковых глин на р. Усть-Пялке.

ции ледника. М. Окко [11] приводит подробные сведения о формировании краевой гряды Сальпаусселька I в южной Финляндии. Оказывается Е. Хююппя и В. Окко еще в первой половине XX столетия пришли к выводу, что огромные массы песка и песчано-галечного материала, аккумулярованные в указанной гряде, могли накопиться только в период межстадиального потепления, то есть в аллерде. А во время стадиального похоло-

дания позднего дриаса произошла реактивация края ледника, и песчано-галечные осадки были перекрыты мореной. Однако международную известность получила другая точка зрения, согласно которой Сальпаусселька I целиком образовалась в позднем дриасе.

Появляются некоторые основания полагать, что аналогичным образом события развивались и в северной Германии. Здесь, по нашему мнению, раз-



вит пояс краевых ледниковых образований, который сходен по строению с поясами Кольского региона [8, 9]. Этот пояс сформирован скорее в период межстадиала Локарт и последующей Мекленбургской стадии оледенения. К сожалению, авторская трактовка происхождения маргинального пояса отсутствует. Из материалов немецких исследователей явствует, что во время упомянутого межстадиала в северной Германии был довольно суровый климат. На это указывает развитие здесь кустарниковой тундры с карликовой березкой, а также больших полей мертвого льда и подпруженных льдом водоемов [8]. Ситуация, как видим, во многом аналогична таковой в Кольском регионе в периоды межстадиальных потеплений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Евзеров В.Я.* Маргинальные образования одной из стадий поздневалдайского оледенения на Кольском полуострове и в северной части Беломорской котловины // Доклады Академии наук. 1996. Т. 348, № 5. С. 681–682.
2. *Евзеров В.Я.* Специфика формирования маргинальных гряд поздневалдайского ледникового покрова в условиях арктического климата // Геоморфология. 1996. № 2 С. 64–71.
3. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.
4. *Евзеров В.Я., Самойлович Ю.Г.* Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология. 1998. № 4. С. 65–70.
5. *Евзеров В.Я., Хомутова В.И., Мёллер Я.Ё.* Развитие последнего покровного оледенения в восточной части Кольского полуострова (по результатам изучения отложений озерных котловин) // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб: Наука, 1997. С. 47–54.
6. *Alm T. & Vorren K.-D.* Climate and plants during the last ice age // Plant life. Tromsø 1993. P. 4–7.
7. *Behre K.-E.* Biostratigraphy of the last glacial period in Europe // Quaternary Science Reviews. 1989. Vol. 8. P. 25–44.
8. *Duphorn K., Kliewe H., Nidermeyer R.-O., Janke W., Werner F.* Die deutsche Ostseeküste // Sammlung geologischer Führer. 1995. Band 88, VIII. 281 S.
9. *Kliewe H.* Zeit- und Klimamarken in Sedimenten der Sudlichen Ostsee und ihrer Vorpommerschen Boddenküste // C.W. Finkl, Jnr. (Ed.), Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation. Journ. of Coastal Res. 1995. Special Issue N 17. S. 180–186.
10. *Lehman S.J. & Keigwin L.D.* Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation // Nature. 1992. Vol. 356. P. 757–762.
11. *Okko M.* On the development of the first Salpauselkä west of Lahti // Bull. Com. Geol. Finlande. 1962. N 202. P. 150–162.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЛОЖБИН В КРАЕВОЙ ЗОНЕ МОСКОВСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Е.А. Еременко

МГУ им. М.В. Ломоносова

Термин «ложбина» является одним из наиболее часто употребляемых во флювиальной и перигляциальной геоморфологии. Он является морфологическим и не содержит генетической и возрастной составляющих. Ложбиной называется отрицательная линейная открытая форма рельефа, с корытообразным поперечным профилем, безрусельная, с невыраженными или слабовыраженными бровками, с пологими склонами без перегибов, с ровным, плоским или слегка вогнутым, наклонным в одном направлении днищем [Арманд, 1955; Тимофеев, 1981]. В краевой зоне московского оледенения широко распространены ложбины стока талых ледниковых вод, но встречаются и формы иного генезиса, также имеющие «ложбинный» облик (эрозионные и эрозионно-склоновые ложбины), о которых и пойдет речь в данной работе. Наряду с небольшими

эрозионными ложбинами, являющимися каналами стока талых и дождевых вод в верховьях оврагов и балки, выделяют и более древние флювиальные ложбины, выполненные рыхлыми четвертичными отложениями [Солонько, 1979]. Первые достигают сотни метров в длину, первых десятков метров в ширину и до 2–3 м в глубину. Более древние, плейстоценовые ложбины достигают в глубину первых десятков метров и 100–200 м в ширину [Бутаков и др., 1995]. В классификации флювиальных форм рельефа равнин ложбины часто относят к первичным формам эрозионного рельефа временных водотоков, в ходе дальнейшего развития переходящим в лощины или овраги [Панов, 1966]. Однако наличие мощных (до 5–6 м, по [Бутакову и др., 1995]) толщ солифлюкционно-делювиального материала в днище этих форм позволяет предпо-



жить, что история их развития включала не только этапы врезания, но и периоды преобладания процессов заполнения.

Таким образом, можно выделить два генетических типа ложбин – первичные (образуются под действием склоновых и эрозионных процессов, изначально имеют «ложбинный» облик – корытообразный поперечный профиль, пологие склоны без перегибов и пр.) и вторичные (образуются при заполнении склоновым материалом днищ оврагов и логов). С целью изучения геолого-геоморфологического строения и истории развития выделенных типов ложбин были выбраны два ключевых объекта в пределах центра Русской равнины (краевая зона московского оледенения, бассейн р. Протвы, Сатинский УНП МГУ).

К первичным можно отнести ложбину в верховьях оврага Каменного, пересекающего левый борт долины р. Протвы. Данная форма продолжает позднемосковскую ложбину стока талых ледниковых вод, а в нижней части переходит в овраг Каменный. Длина ложбины 200 м, ширина днища 15–20 м. Склоны прямые, пологие (до 5–7°) без перегибов (длина правого склона – 400 м, левого – 150 м), бровки нечеткие. Поперечный профиль ложбины корытообразный. Геологическое строение днища и склонов ложбины выше овражного вреза изучались в траншейном разрезе длиной 12 м и глубиной до 2,5 м (рис. 1а).

Разрез вскрыл толщу заполнения днища ложбины, а также породы, в которые врезана данная форма. В толще ложбинного заполнения можно выделить два слоя отложений. Верхний слой сложен суглинком средним, серо-коричневым, местами опесчаненным разнозернистым песком до супеси, с редкой дресвой и щебнем, пронизан корнями растительности. Ниже залегают дресвяно-щебнистые отложения с редкими мелкими валунами. Механический состав и цвет заполнителя этого слоя очень неоднородны – от суглинка легкого серо-коричневого до песка разнозернистого, слегка оглиненного, рыжеватого-коричневого. Отдельные крупные обломки (щебень и валуны) на границе с нижележащей толщей ориентированы плашмя. Нижняя толща в разрезе сложена московской мореной (МИС 6) – суглинком тяжелым к среднему, красно-коричневым, с включениями щебня и мелких валунов, линзами песка разнозернистого желто-коричневого и рыжеватого-коричневого с дресвой мощностью до 20 см. Отдельные линзы песка в верхней части моренной толщи имеют причудливую форму – изгибаются, образуют затеки и языки. Наличие таких деформаций свидетельствует о том, что данная толща подверглась действию процессов солифлюкции, вероятно, в позднемосковское время. Нижний слой запол-

нения (дресвяно-щебнистая толща), по-видимому, является базальным горизонтом, который сформировался на стадии углубления ложбины в позднемосковское время (конец МИС 6). Наличие следов солифлюкции в кровле московской морены свидетельствует об активном участии склоновых процессов в развитии ложбины. Наряду с процессами течения грунта, в образовании данной формы участвовал и процесс делювиального смыва. В результате большая часть суглинистого и песчаного материала была вынесена вниз по течению, а на поверхности днища осталась отмостка из дресвы, щебня и валунов. Позднее (видимо, в раннем и позднем валдае, МИС 4–6) происходило постепенное заполнение днища ложбины делювиальным и, в меньшей степени, аллювиально-делювиальным материалом, вскрытым в верхней части траншейного разреза. Отсутствие в разрезе каких-либо следов микулинской почвы, скорее всего, указывает на то, что валдайскому заполнению предшествовала фаза некоторого углубления ложбины. Мощность верхнего слоя отложений заполнения составляет в левой части днища 0,85–0,90 м, а в правой – 1,20–1,30 м, что связано с асимметричностью прилегающих склонов междуречья: склон, опирающийся на правый борт ложбины, более длинный и более крутой, и снос с него был более интенсивным, чем с левого. Вверх по склонам ложбины данные отложения, по-видимому, фациально переходят в покровные суглинки. Согласно приведенным данным, ложбина в верховьях оврага Каменного является первичной эрозионно-склоновой формой. Она образовалась в ходе совместного действия процессов течения грунта и делювиального сноса, и изначально имела «ложбинный облик» (пологие склоны без перегибов, корытообразный поперечный профиль, нечеткие бровки). В ходе эрозионно-аккумулятивных процессов в днище данной формы за последние несколько десятков тысяч лет перепад высот между бровками и тальвегом ложбины практически не изменился.

Ко вторичным можно отнести ложбину в верховьях Сенокосной балки, левого притока р. Протвы. Данная форма наследует позднемосковскую ложбину стока талых ледниковых вод и в нижней части унаследована Сенокосной балкой. Длина ложбины 250 м, ширина днища 50–70 м, склоны прямые, пологие (до 5–7°) без перегибов, бровки нечеткие. Поперечный профиль ложбины симметричный, корытообразный (длина склонов по 300–350 м). Для изучения геологического строения днища и склонов ложбины были заложены два траншейных разреза длиной около 20 м и глубиной до 3 м (на левом склоне и в днище ложбины), а также проведено ручное бурение по нескольким поперечным профилям.

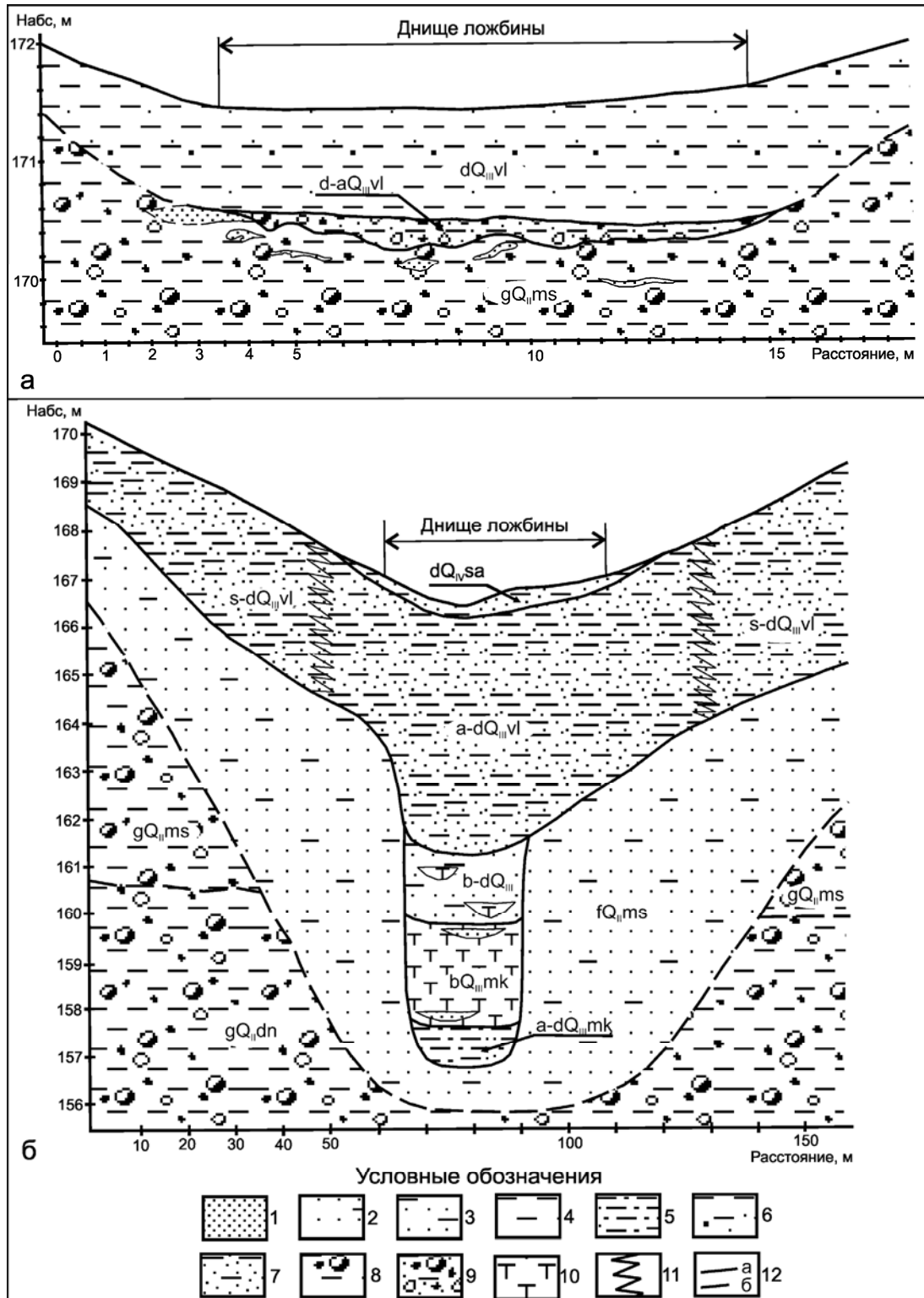


Рис. Геологическое строение дна и склонов ложбин (а – ложбина в верховьях оврага Каменного, б – ложбина в верховьях Сенокосной балки)

1 – песок; 2 – песок, местами оглиненный; 3 – супесь; 4 – суглинок средний; 5 – суглинок тяжелый; 6 – суглинок средний с редкой дресвой и щебнем; 7 – смесь суглинка, супеси и оглиненного песка; 8 – валунный суглинок; 9 – дресвяно-щебнистая смесь с суглинисто-песчаным заполнителем; 10 – торф; 11 – фациальный переход; 12 – геологические границы (а – достоверные, б – предполагаемые)



Толща заполнения ложбины в верховьях Сенокосной балки имеет трехчленное строение (рис. 1а). Верхняя часть толщи очень неоднородна по цвету и механическому составу, и представлена суглинками средними и тяжелыми, коричневыми и серо-коричневыми, местами переходящими в оглиненный разнозернистый песок, с включением гравия, дресвы и редкого щебня. Встречаются маломощные (до 3–5 см) линзы и комки разнозернистого рыжевато-коричневого песка. Мощность слоя в тальвеге ложбины 5,5–6,0 м. Вверх по склонам ложбины опесчаненность данного слоя снижается, а мощность его уменьшается до 2,0–2,5 м.

Средняя часть отложений ложбинного заполнения вскрыта лишь непосредственно под тальвегом ложбины и выполняет глубокий (до 4,5 м) и узкий (до 20 м) погребенный врез. В нижней части заполнения погребенного вреза залегают бурые и темно-серые суглинки опесчаненные, с запахом сероводорода, выше переходящие в темно-серый торф с остатками древесных волокон (мощность толщи торфа 2,15 м). В верхней и нижней частях толщи торфа встречаются линзы песка и суглинка мощностью до 3 см. Над толщей торфа залегают суглинки и супеси коричнево-серые с комками торфа. Описанный погребенный врез вложен в нижнюю часть заполнения ложбины, сложенную разнозернистыми (преимущественно среднезернистыми) красно-коричневыми, серо-желтыми и светло-серыми песками, которые представляют собой флювиогляциальные отложения позднемосковского возраста [Рычагов, Антонов, 1996]. Геологическое строение днища ложбины в верховьях Сенокосной балки свидетельствует о наличии в истории ее развития нескольких этапов врезания и заполнения. Самый ранний эрозионно-аккумулятивный цикл в развитии изучаемой формы относится к концу московской эпохи, когда в ходе эрозионной деятельности потоков талых ледниковых вод была образована ложбина стока. Глубина этой формы составляла первые десятки метров, перепад высот между бровками и тальвегом превышал современный на 8–10 м. По-видимому, к концу московского времени ложбина стока была заполнена флювиогляциальными отложениями, мощность которых составила более 10 м. Следующий этап врезания относится, вероятно, к началу микулинской эпохи, когда в толщу легкоразмываемых флювиогляциальных песков врезался овраг. Глубина его составляла не менее 4–5 м, а поперечный профиль в верховьях был теснинообразным. Этот овраг спускался к руслу р. Протвы. Перепад высот в это время превышал современный на 6–8 м. Заполнение овражного вреза можно отнести к микулинской эпохе, когда условия теплого климата благоприятствовали торфо-

накоплению. Наличие в толще торфа линз песка и суглинка свидетельствует о том, что в ходе торфо-накопления делювиальный и аллювиально-делювиальный материал периодически поступал в днище оврага со склонов и/или сверху по течению. Позднее в днище оврага продолжался процесс медленного заполнения, наиболее активно протекавший в холодной обстановке валдайской эпохи. Вероятно, именно в это время днище было заполнено аллювиально-делювиальными отложениями, фациально переходящими на склонах в солифлюкционно-делювиальные покровные суглинки. О том, что в холодные эпохи позднего плейстоцена на склонах ложбины, сложенных с поверхности покровными суглинками, происходили процессы солифлюкции, свидетельствуют текстуры вязко-пластичного течения грунта, вскрытые в траншейном разрезе на левом склоне изучаемой формы. Более поздний врез Сенокосной балки, вложенный в нижнюю часть ложбины, образовался, по-видимому, в позднеледниковье, когда интенсивность эрозионных процессов вновь возросла в связи с ростом стока воды. Непосредственно в днище изучаемой формы с валдайского времени постоянно преобладали процессы аккумуляции, что и привело к образованию ложбины на месте «микулинского» оврага. Согласно материалам изучения толщи заполнения в траншейном разрезе в днище, за эпоху интенсивной распашки водосбора ложбины здесь накопилось более 0,50 м делювиальных суглинков.

Несмотря на сходство современного облика двух изученных ложбин, в генетическом отношении они принципиально различны, а ход их развития определялся противоэрозионной устойчивостью подстилающих врез пород. В обоих случаях образование ложбин определялось созданной ледниковыми и водно-ледниковыми процессами морфологией междуречья, которая способствует концентрации потоков вещества. Значительная противоэрозионная устойчивость моренных суглинков в верховьях Каменного оврага препятствовала действию линейной эрозии, и в результате концентрации склонового сноса была выработана форма, изначально имевшая вид ложбины. В верховьях Сенокосной балки в песчаной толще сформировался овраг, позднее заполненный осадками и превратившийся в ложбину.

ЛИТЕРАТУРА

- Арманд Д.Л. Естественный эрозионный процесс // Известия АН СССР. Серия География. 1955. №1.
Бутаков Г.П., Дедков А.П., Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Косцова Э.В., Назаров Н.Н., Никольская И.И., Семенов О.П., Хруцкий С.В. Эрозионный рельеф временных водотоков Восточно-Европейской равнины //



Эрозионные и русловые процессы (Вып. 2). М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1995.

Панов Д.Г. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1966.

Солонько В.В. Овраги и борьба с ними. Иркутск, 1979.

Строение и история развития долины р. Протвы (под редакцией Рычагова Г.И. и Антонова С.И). М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1996.

Тимофеев Д.А. Терминология флювиальной геоморфологии. М.: Наука, 1981.

НОВЫЕ НАХОДКИ СКОРЛУПЫ ЯИЦ СТРАУСОВ В ТУВЕ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В.И. Забелин, Т.П. Озерская, А.И. Кудрявцева, В.И. Кудрявцев

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл, Республика Тыва, ул. Интернациональная, 117а*

Постановка задачи

Вопрос о скорлупе яиц ископаемых страусов и ее значение для решения проблем четвертичной геологии степной зоны Сибири поднимался неоднократно. Особенно дискуссионным он являлся для Западного Забайкалья, где еще с 1920 гг. известна скорлупа, описанная Г.П. Сосновским вблизи с. Зарубино в долине р. Селенги. Здесь она была найдена в трех кучках среди выдувов на окраине небольшой песчаной котловины; обломки скорлупы при подборе подходили друг к другу, и это позволило высказать предположение о нахождении здесь бывшего места гнездования птицы, которая, по мнению А.Я. Тугаринова могла оказаться аналогом современного африканского страуса [Иванов, 1960].

В последующие годы в Западном Забайкалье было сделано много новых находок фрагментов скорлупы яиц страусов как в связи с подъемным археологическим материалом и остатками фауны верхнего палеолита-неолита, так и в самостоятельных местонахождениях. Из скоплений некоторых обломков удалось даже составить почти целые поверхности яиц и получить данные об их размере. К 1958 г. число зафиксированных местоположений скорлупы яиц страусов в долине р. Селенги и ее притоков достигло 19 [Иванов, 1960]. Но ряд проблем при этом остался нерешенным: возраст находок, видовая принадлежность птицы, палеоэкология вида и отношение к страусам древнего человека. Вопрос усугублялся тем, что среди многочисленных сборов скорлупы и артефактов, а также костей ископаемых животных, не было обнаружено костных остатков страусов, хотя В.И. Громов упоминал о находке двух костей скелета этой птицы [1932].

Остеологические остатки ископаемого страуса в Центральной Азии описаны пока только для Китая. В начале 20 гг. прошлого столетия П. Тейар де Шарден и Э. Лисаном кости страуса совместно с остатками зубра, гиены, винторогой антилопы, шерстистого носорога, слона-номадикуса и др., а

также с палеолитическими орудиями были обнаружены на двух местонахождениях в Ордосе [Деревянко, Олсен, Цзвендорж и др., 1996]. Бесспорна связь орудий каменной индустрии, остатков человека и костей страуса, а также еще 17 видов животных (индийского слона, лошади Пржевальского, буйвола, барсука и др.) в раннемезолитическом местонахождении Линьцзин в провинции Хэнань Восточного Китая [Кучера, 1977]. Объяснений же по поводу отсутствия находок костей страусов даже по материалам из Монголии с ее многочисленными находками скорлупы яиц возраста от верхнего олигоцена до голоцена не имеется [Михайлов, Курочкин, 1988].

В Туве первые указания на находки скорлупы страусов связаны с изучением так называемой хольской серии позднемиоцен-плиоценового возраста. Ее выходы закартированы в южных предгорьях хр. Восточный Танну-Ола на правом берегу р. Холу [Маринов и др., 1973]. Здесь в аллювиально-озерных отложениях вместе со скорлупой яиц страусов были собраны кости рыб, конечностей и рога оленей, остатки мелкой формы *Hipparion cf. elegans*, более крупной *H. sp.* и мелких млекопитающих. Впоследствии много скорлупы было собрано на берегах оз. Торе-Холь в Эрзинском районе, но ее описание не опубликовано [Гайдученко, Тиваненко, 1978].

Методика и результаты исследований

Нами за последние три года при проведении археологических и палеоэкологических исследований было выявлено три новых местонахождения фрагментов скорлупы страусов в Тувинской котловине (Чаа-Холь, Межегей и Хадын) и более детально изучена одна из точек находки в юго-восточной части оз. Торе-Холь в Убсу-Нурской котловине (рис. 1).

Применявшиеся методы исследований: тщательный визуальный осмотр на местности, просеивание и промывка продуктивного материала, изготовление из препаратов скорлупы прозрачных шлифов и их изучение под микроскопом.

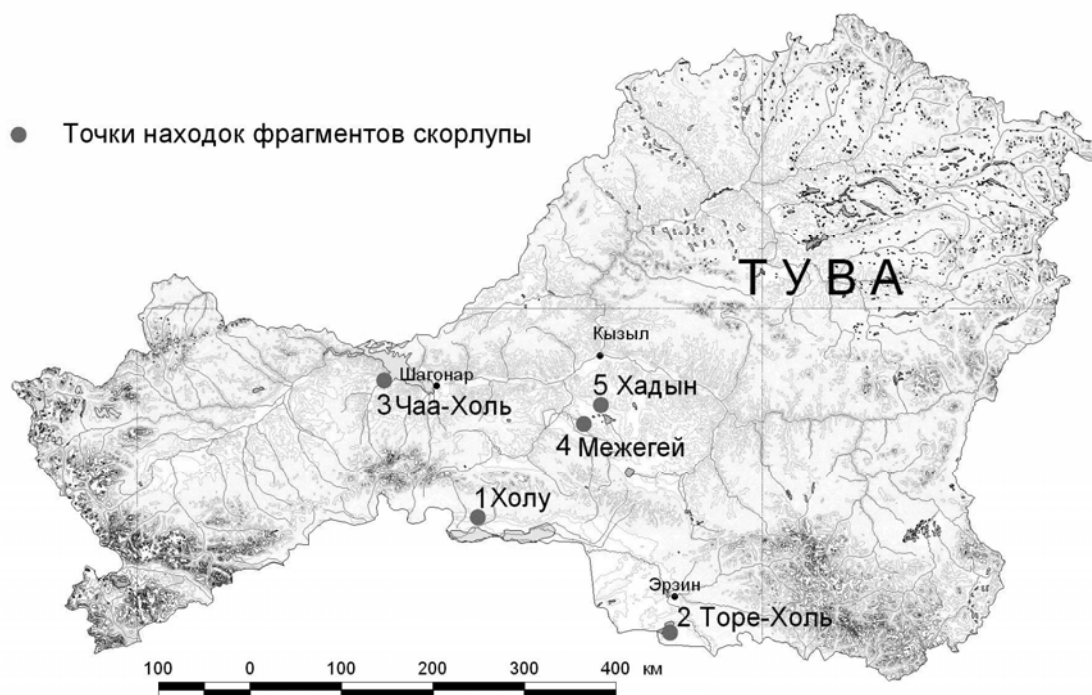


Рис. 1. Схема расположения находок скорлупы яиц древних страусов на территории Тувы.

Чаа-Хольская находка включает в себя один фрагмент скорлупы, обнаруженный на западном берегу Чаа-Хольского залива Саяно-Шушенского водохранилища в 5 км к СВ от пос. Чаа-Холь и в 150 км к З от Кызыла. При впадении в залив долина р. Чаа-Холь имеет ширину около 10 км; к западу от точки находки в долину открывается слабонаклонная ложбина шириной 6 км и протяженностью 15 км. Обломок скорлупы был найден под размытым слоем серых глин мощностью около 2 м на абс. высоте 538 м. По материалам Б.А. Борисова и Е.А. Мининой [1997] глины были сформированы при подпруживании ледником Каа-Хемской эпохи (верхи среднего плейстоцена) долины р. Чаа-Холь и образовании здесь приледникового бассейна. Фрагмент скорлупы имеет близкие к изометричному очертания и размер 2,3 на 2,4 см. Цвет выпуклой стороны желтовато-сероватый с серым крапом, внутренней – серый, более темного тона. Толщина 2,2–2,3 мм. Следов окатанности не обнаруживается, но все острые края несколько затерты. Согласно типизации поровых структур поверхности скорлупы К.Е. Михайлова и Е.Н. Курочкина [1988], найденный фрагмент может быть отнесен к струтиоидной модификации («S»).

Межегейская находка была сделана в осыпи борта небольшого карьера, которым для нужд местного населения разрабатывается красная глина предположительно миоцен-плиоценового возраста. Карьер расположен в 3 км к северу от одноименного поселка и в 50 км к югу от г. Кызыла.

Он находится на пологом склоне широкой долины рек Межегей и Дурген; к СЗ и В от карьера на десятки километров простирается слабо всхолмленная злаковая степь. В карьере найдено три фрагмента в виде вогнуто-выпуклых пластинок близкой к прямоугольной форме размером около 13x15 мм и толщиной 2,4–2,6 мм. Цвет буровато-красноватый, под цвет глины, слагающей дно и стенки карьера. С поверхности они покрыты известковым налетом толщиной 1–2 мм; при его удалении выявляется глянцевидная поверхность желтовато-сероватого цвета. С внутренней стороны окраска скорлупы темно-охристая. Фрагменты находились в агрессивной среде, поскольку, как установлено под микроскопом, у них почти полностью растворен внутренний сосочковый полигональный слой и большинство пор имеет открытый выход на внутреннюю поверхность; основной (промежуточный) слой обесцвечен, в шлифах легко сдвигается и разрушается по слойкам.

В районе оз. Хадын (в 5 км к северу от его северного берега) мелкие обломки скорлупы были найдены на поверхности песчаного выдува, располагающегося на западной окраине небольшой впадины размером 0,4x0,8 км и глубиной 20–50 м. Здесь обломки находились среди мелких отщепов из микрокварцита. Всего фрагментов скорлупы насчитывалось 6, они лежали почти в касании друг к другу. На глубине до 30 см и в радиусе до 50 см в песке было найдено еще 2 обломка. Размеры обломков: самого крупного – 7x20 мм, самого мелко-



го – 5x6 мм, толщина 2,1–2,2 мм. Цвет верхней стороны желтоватый с мелким серым крапом и слабым блеском, нижняя сторона матовая и более темная. Поверхности трех обломков покрыты карбонатной пленкой толщиной 1–2 мм. Поиски скорлупы на соседних выдувах, в том числе и расположенных гипсометрически ниже на 2–3 м, к результатам не привели. На них было собрано множество фрагментов керамики и изделий из камня, которые могут быть отнесены к эпохе неолита.

На берегу оз. *Торе-Холь* фрагменты скорлупы яиц страусов были обнаружены на обращенном к озеру склоне песчаной дюны высотой около 12–15 м. Это пресноводное озеро находится в открытой местности среди опустыненных степей; с юга к нему примыкает большой песчаный массив Бориг-Делийн-Элс, расположенный преимущественно на территории Монголии. Три обломка скорлупы были найдены на поверхности крутого песчаного склона в полосе шириной около 1 м на протяжении от уровня озера до верхнего края склона. В пределах этой полосы на глубине 0,1–0,3 м от поверхности было обнаружено еще 26 обломков, но ее верхняя часть оказалась непродуктивной, так как была срезана эрозией. Этот факт подтвердили материалы документации пройденной здесь канавы. Большинство из найденных обломков лежали отдельными пластинками согласно склона, но некоторые залежали вертикально.

Фрагменты скорлупы имеют неправильную угловатую, близкую к изометричной или вытянутую форму и размеры (1–3)x(2–5) см; наружная поверхность гладкая, со слабым блеском, светло-серая с желтоватым оттенком и с тонким частым серым крапом. Внутренняя поверхность матовая, светлее и белее чем наружная. Достаточно выдержанная толщина скорлупы варьирует в пределах 2,1–2,2 мм; на фрагменте с наибольшей сфероидностью – 2,0–2,1 мм, возможно, он соответствовал острому концу яйца. Поверхности обломков чистые, без известковых и железистых налетов, без следов обработки, шлифовки и окатанности. На некоторых обломках отмечается отслоение части поверхностного слоя скорлупы (0,4–0,5 мм) и тогда тонкий серый крап наружной поверхности сменяется более крупным и контрастным. В силу небольшого количества найденных фрагментов составить из них хотя бы часть целого яйца не удалось.

При изучении внешней поверхности фрагментов скорлупы с увеличением до 20^x установлено, что серый «крап» представляет собой ямчатые углубления – выходы пор, то одиночных, то сгруппированных по 2, 3, 4 или 6 штук. Диаметр пор 0,1–0,2 мм, края сглаженные, конусовидные. На 1 кв. см поверхности скорлупы приходится 80–100 пор. Глу-

бина ямок соответствует толщине внешней кальциевой микрокристаллической оболочки (0,3–0,5 мм). В следующем, основном губчатом слое каждая пора окружена ореолом бурого вещества, вероятно протеина, который наблюдается в отщеплениях поверхностного слоя. Толщина этого слоя составляет 1,2–1,4 мм. Третьим – внутренним слоем в поперечном сечении обломков является сосочковый толщиной 0,3–0,5 мм. В скрещенных николях сосочковый и губчатый слои обнаруживают ясно кристаллическую, радиально-призматическую структуру, образованную удлиненными кристаллами кальцита. В неполяризованном свете при увеличении в 180 раз губчатый слой отчетливо подразделяется на горизонтальные микрослои, которых насчитывается до 28; возможно, они отражают временной интервал выделения. Изучение оптических свойств показало, что слагающий оболочки кальцит обладает показателями преломления: по Ng – 1,658, по Np – 1,486. По типу расположения пор выделяется струтиоидный и эпиорнитоидно-струтиоидный морфологические типы ископаемой скорлупы яиц [Михайлов, Курочкин, 1988].

В июле 2006 г. в 80 м севернее описанного ореола рассеяния обломков скорлупы в аналогичных условиях был обнаружен еще один, найденный по 8 мелким фрагментам (0,2–1,5 кв. см, мелкие толщиной 1,6 мм, более крупные 1,9–2,0 мм). В отличие от предыдущего здесь удалось установить источник сноса. В раскопе, пройденном почти на вершине склона на глубину 1 м, выделились следующие литологические разновидности рыхлых отложений (сверху вниз): 1) (интервал 0–18 см) желтовато-серый тонкослоистый эоловый песок; 2) (инт. 18–38 см) разнозернистый темно-серый песок с мелкими линзочками крупнозернистого песка – слой погребенной почвы, выходящий на поверхность и прослеживающийся в северном направлении вдоль берега на 280 м, к нему приурочено большое количество обломков керамики и отщепов микрокварцитов; контакты слоя извилисты и неровны, к верхнему на глубине 26 см приурочен обломок размером 11x17 мм и толщиной 1,9 мм (рис. 2); еще три фрагмента скорлупы находились в вертикальном положении на глубинах 32 см (размер 13x14 мм, толщина 2,2 мм) и 38 см (6x7 мм, 1,9 мм и 8x9 мм, 1,6 мм соответственно); 3) (инт. 38–56) желтовато-серый, мелкозернистый эоловый песок с норами грызунов диаметром 5–10 см, заполненных материалом предыдущего слоя; на глубине 55 см фрагмент скорлупы размером 7x14 мм и толщиной 2,2 мм; 4) (инт. 56–100 см) светло-желтый мелкозернистый эоловый песок, пылеватый, средней плотности. По всему разрезу песок бурно вскипает с соляной кислотой.

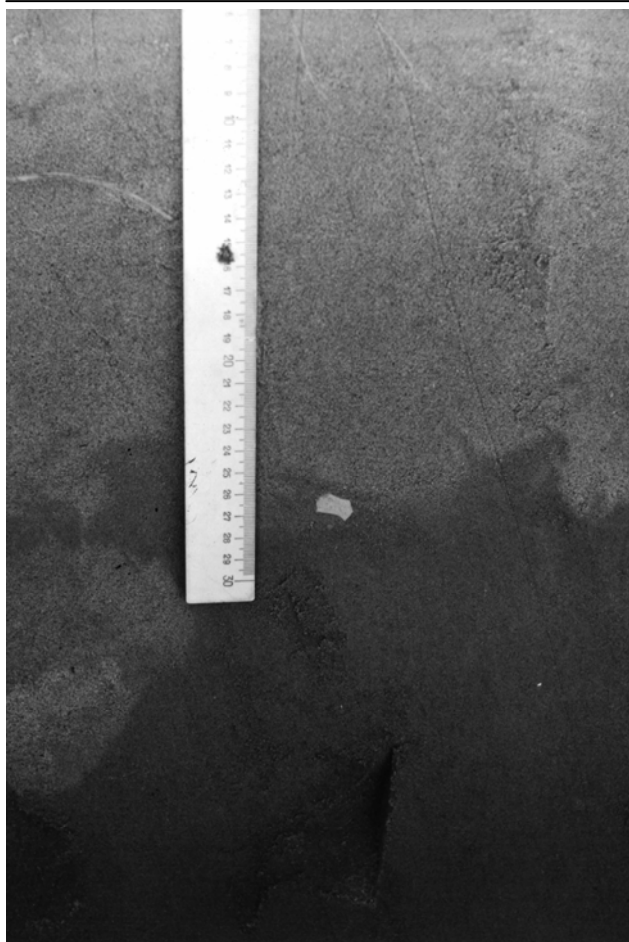


Рис. 2. Фрагмент скорлупы яйца страуса в кровле погребенной почвы. Разрез на оз. Торе-Холь.

Скорлупа в этом разрезе оказалась разнородной как по толщине (1,6–2,2 мм), так и по оттенкам окраски: меньшей толщины – с кремовым оттенком, более толстые – с желтоватым. Они гораздо меньше и по величине фрагментов. Края обломочков более затерты и в целом по виду они древнее тех, что были найдены в предыдущем разрезе.

Заключение

Происхождение страусообразных связано с южными материками, входившими в состав суперконтинента Гондвана, и приходится на начало мелового периода. Их расцвет начался в конце палеогена – начале неогена, хотя ранние представители семейства страусовых появились в Европе в среднем эоцене. Ископаемые остатки страусов в количестве не менее 20 видов находят на огромной территории Евразии от Северной Европы до Индии и Китая [Коблик, 2001]; их возраст чаще всего, верхний миоцен – нижний плейстоцен, хотя, как показывают наши данные, страусы, скорее всего, обитали и в голоцене. Везде они были жителями саванн, степей и пустынь и селились в открытых озерных котловинах и широ-

ких речных долинах. Возможно, что с приближением сезонных холодов с выпадением снега страусы откочевывали на зимовку в бесснежные области: из Тувинской котловины по степным коридорам они могли переходить в Убсу-Нурскую котловину и далее на юг в Монголию. В этом случае вероятность нахождения костных остатков в Туве, а, возможно, и в Западном Забайкалье понижается, по крайней мере, вдвое. Что же касается времени обитания этих птиц в Туве, то это бесспорно, финал миоцена – начало плиоцена (по находкам скорлупы в Холу и на Межегее); вероятно – верхи среднего плейстоцена (Чаа-Холь) и, предположительно, – голоцен, в отложениях которого скорлупа залегает совместно с изделиями из камня и фрагментами керамики (Хадын, Торе-Холь). О том, что страусы жили одновременно с древним человеком, свидетельствуют рисунки на скальных стенках – петроглифы, обнаруженные в Монголии: времени верхнего палеолита – в пещере Хойт-Цэнкер-Агуй, эпохи бронзы и раннего железного века – в Цаган-Салаа/Бага-Ойгур [Антощенко-Оленев, 2003; Кубарев, Забелин, 2006].

Несомненно, изучение палеогеографических и стратиграфических аспектов находок скорлупы яиц страусов должно быть продолжено.

Исследования поддержаны РФФИ (грант 05-05-97309р) и РГНФ (грант 06-01-63105а/Т)

ЛИТЕРАТУРА

- Антощенко-Оленев И.В.* Палеонтологические находки страуса в песчаных отложениях Западного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2003. № 3. С. 160–162.
- Борисов Б.А., Минина Е.А.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Тувы // Четвертичная геология и палеогеография России. Сб. науч. трудов. М.: ГЕОС, 1997. С. 33–34.
- Гайдученко Л.Л., Тиваненко А.В.* Первая находка кладки яиц ископаемых страусов в позднечетвертичных отложениях Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1978. № 1. С. 33–36.
- Громов В.И.* Элементы африкано-азиатской фауны в четвертичных отложениях Сибири // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1932. № 2. С. 15–17.
- Деревянко А.П., Олсен Д., Цзвендорж Д., Петрин В.Т., Зенин А.Н., Кривошапкин А.И., Ривс Р.У., Девяткин Е.В., Мыльников В.П.* Археологические исследования Российско-Монгольско-Американской экспедиции в Монголии в 1995 г. Новосибирск: Изд-во ин-та археологии и этнографии СО РАН, 1996. 328 с.
- Иванов А.Д.* Новые находки яичной скорлупы ископаемого страуса в Селенгинской Даурии // Труды БКНИИ СО АН СССР. Сер. Геолого-географическая. Улан-Удэ. 1960. С. 67–74.



Коблик Е.А. Разнообразие птиц: Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 2001. 284 с.

Кубарев В.Д., Забелин В.И. Авифауна Центральной Азии по древним рисункам и археолого-этнографическим источникам // Археология, этнография и антропология Евразии. 2(26) 2006. С. 87–103.

Кучера С. Китайская археология 1965–1974 гг.: неолит – эпоха инь // Находки и проблемы. М.: Наука, 1977. С. 51–53.

Маринов Н.А., Девяткин Е.В., Алексеева Т.А. Неогеновая система // Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. С. 512–539.

Михайлов К.Е., Курочкин Е.Н. Скорлупа яиц ископаемых Struthioniformes из Палеарктики и ее место в системе представлений об эволюции Ratitae // Ископаемые рептилии и птицы Монголии. Труды совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции. Вып. 34. М.: Наука, 1988. С. 43–65.

ДИНАМИКА ВЕРХНЕЙ ВЫЧЕГДЫ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА (ПО АНАЛИТИЧЕСКИМ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Н.Е. Зарецкая¹, А.В. Панин², А.Ю. Сидорчук², М.Н. Буравская³, А.В. Чернов⁴

¹Геологический институт РАН (Москва);

²Географический факультет МГУ (Москва);

³Институт геологии КомиНЦ УрО РАН (Сыктывкар);

⁴Московский педагогический государственный университет (Москва)

Введение. В 2006 году в долине р. Вычегды, в районе села Лебяжск (Усть-Куломский район республики Коми), проводились комплексные работы по исследованию долинных торфяников. В качестве одного из объектов было выбрано палеоруслло Вычегды, занятое омеговидным в плане старичным озером Седвад (рисунок). Древнее русло подрезается современным руслом, что сделало возможным описание и опробывание разрезов старичных отложений и в дальнейшем их радиоуглеродное датирование. По крупномасштабным аэрофотоматериалам и топографическим картам восстановлен ход русловых деформаций Вычегды при формировании палеоруслла и после его отмирания. Полученные результаты позволяют сделать выводы об изменениях гидрологического режима Вычегды во второй половине голоцена.

Морфология поймы. На участке исследования пойма Вычегды имеет ширину 2,0–3,5 км. Она ограничена устойчивыми к размыву коренными бортами, сложенными мореной печорского возраста [1]. По морфологии выделяется три возрастные генерации поймы (рисунок), отнесенные к разным периодам голоцена по аналогии с поймой нижней Вычегды [2, 5] и на основании результатов данного исследования:

(1) Выровненная пойма с плохо сохранившимся первичным рельефом. Ее тыловые участки полностью заболочены и выровнены. Возможно, их следовало бы выделить в еще одну, самую древнюю генерацию. На других участках обнаруживаются сложно построенные системы ложбин и возвыше-

ний, которые могут представлять собой древние рукава и разделяющие их острова, т.е. следы деятельности разветвленного русла. В двух местах обнаружены вытянутые высокие песчаные гряды с лопастевидными краями, поднимающиеся до 117–118 м абс. (на 2–3 м выше наиболее высоких участков поймы). Они интерпретированы как эоловые дюны, формировавшиеся на краю поймы за счет навевания песка с прилегающих прируслловых отмелей. На нижней Вычегде подобные образования окаймляют палеоруслла с возрастом 8,4–9,3 тыс. л.н. [4].

(2) Сегментно-гривистая пойма, образованная в результате миграции по дну долины крутых излучин петлеобразной формы. Веера грив позволяют проследить постепенное искривление излучин и их продольное и поперечное перемещение. Форма излучин в момент их оставления рекой зафиксирована рядом староречий. В некоторых из них располагаются крупные старичные озера – Лебяжское, Седвад, Койнаты.

(3) Сегментно-гривистая пойма, образованная при развитии излучин современного русла. Эти излучины имеют сегментную форму и заметно меньшую степень развитости, по сравнению с излучинами предыдущего этапа. Данная пойменная генерация продолжает развиваться за счет последовательного приращения зарастающих побочней в вершинах излучин (на рисунке – прируслловые отмели).

Детально изучено староречье Седвад на второй пойменной генерации. Староречье имеет сложную омеговидную форму и выглядит как комбинация двух разновозрастных палеомеандров. Однако про-

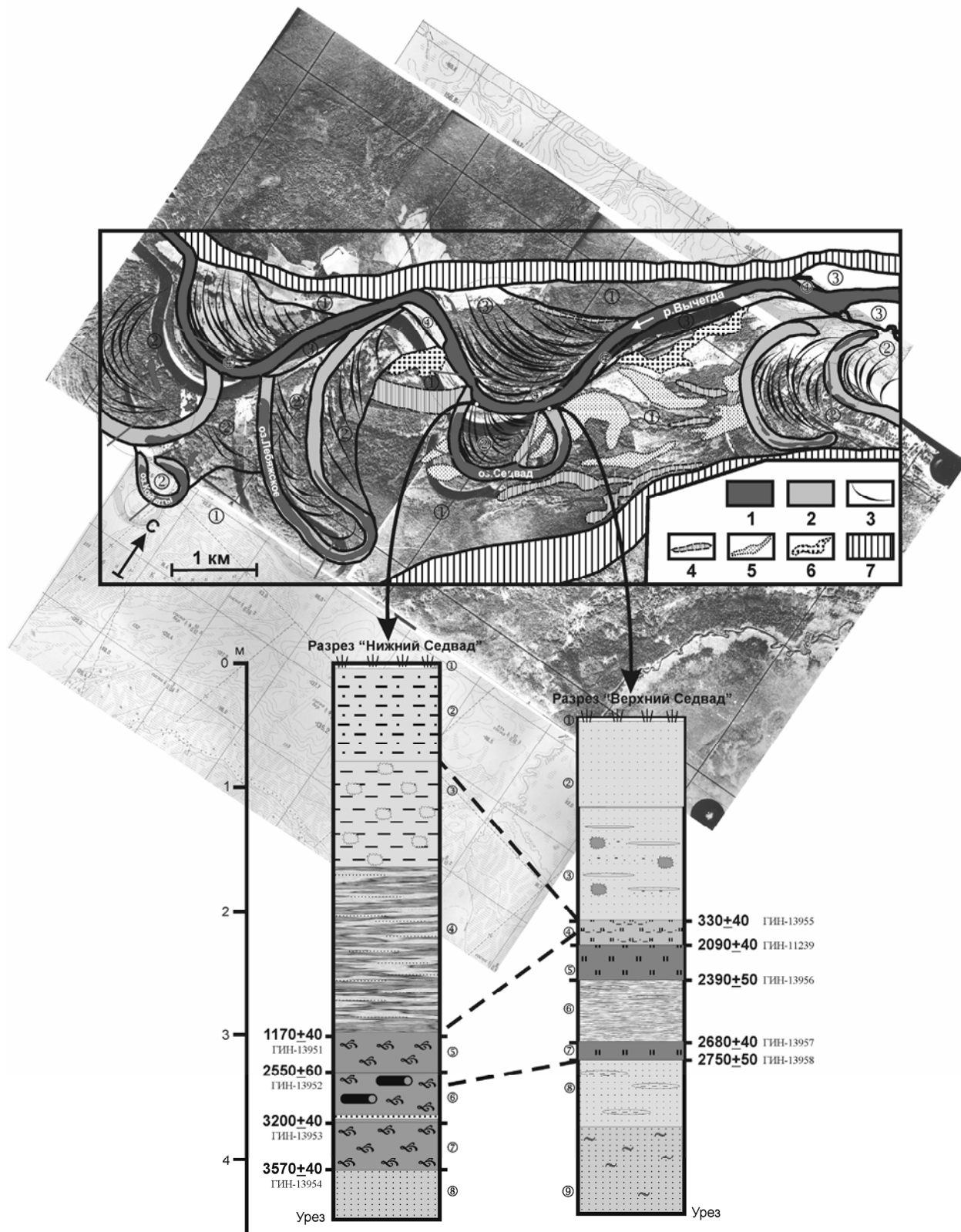


Рис. Геоморфологическая схема участка долины р. Вычегды и пойменные разрезы.

Условные обозначения к карте: 1 – водоемы (современное меженное русло, пойменные озера); элементы пойменного рельефа: 2 – палеорусла; 3 – гривы; 4 – ложбины; 5 – повышения (палеострова?); 6 – эоловые гряды; 7 – коренные склоны. Цифры в кружках – разновозрастные генерации поймы: 1 – раннеголоценовая, 2 – среднеголоценовая, 3 – позднеголоценовая, 4 – современные прирусловые отдели.



слеживание по аэрофоснимкам хода русловых деформаций по их следам в рельефе показало, что это единое палеоруло со сложной историей развития. По характеру искривления грив в нижней части пойменного сегмента прослеживается развитие обычной излучины, достигшей высокой степени развитости (рисунок). Затем развитие нижнего крыла излучины практически прекращается, а верхнее крыло продолжает автономно искривляться. В верхней части пойменного сегмента отсутствуют веера грив, но прослеживаются ложбины и возвышения каплевидной формы, похожие на островные ядра. Возможно два сценария развития, приведших к такой морфологии: (а) в верхнем крыле излучины образовались острова (осередки?), разделившие поток на несколько рукавов, т.е. сформировался участок разветвленного русла; (б) у выпуклого берега сформировалась широкая прирусовая отмель (побочень), которая была вторично расчленена на несколько песчаных массивов-осередков, причем наиболее мощная протока образовалась в пониженной корневой части вдоль сегментно-гривистой поймы, образованной на первом этапе. В обоих случаях эта протока отмерла перед спрямлением всего палеорула, т.к. его ширина в верхнем и нижнем крыльях одинакова. Это произошло незадолго перед общим спрямлением, т.к. объединившаяся в едином русле река не успела выровнять неровности линии выпуклого берега в месте сочленения двух бывших рукавов.

Литология и стратиграфия отложений в палеоруле Седвад. Изучено две расчистки в пойменных ярах на верхнем и нижнем выходах палеорула (рисунок):

Расчистка 1 «Верхний Седвад», N 061 34'10,9" E 054 36'58,9": (1) 0,0–0,05 м. Дернина. (2) 0,05–0,73 м. Песок мелкозернистый (м/з) светло-желтый, хорошо сортированный ($S_c=0,71$ при $d_{cp} = 0,124$ мм), пронизанный корнями растений. (3) 0,73–1,52 м. Песок м/з желтый, с тонкими прослоями серой супеси, плохо сортированный ($S_c=0,39$ при $d_{cp} = 0,037$ мм). Ожелезнение в виде пятен. (4) 1,52–1,72 м. Суглинок оторфованный, плохо сортированный ($S_c=0,24$ при $d_{cp} = 0,017$ мм) – сильно минерализованные отложения дистрофного водоема. (5) 1,72–1,97 м. Торф коричневый. (6) 1,97–2,47 м. Суглинок темно серый, вверх переходящий в супесь серо-коричневую с невыдержанными прослоями м/з серого песка. (7) 2,47–2,65 м. Торф коричневый. (8) 2,65–3,2 м. Песок м/з светло коричневый, хорошо сортированный ($S_c=0,71$ при $d_{cp} = 0,114$ мм), с невыдержанными прослоями темно серого суглинка, ожелезненного по контактам ($S_c=0,36$ при $d_{cp} = 0,031$ мм). (9) 3,2–4,0 м (урез воды). Песок м/з сизовато-серый, влажный, средней степени сортиро-

ванности ($S_c=0,45$ при $d_{cp} = 0,064$ мм), с беспорядочными линзочками оглиненного темно-серого песка.

Расчистка 2 «Нижний Седвад», N 061 34'01,1" E 054 35'58,0": (1) 0,0–0,05 м. Дернина. (2) 0,05–0,75 м. Супесь коричневая, низкой сортировки ($S_c=0,37$ при $d_{cp} = 0,049$ мм). (3) 0,75–1,60 м. Суглинок легкий, светло-коричневый, пятнистый, неслоистый (пойменная фация аллювия). (4) 1,60–2,84 м. Сезонное переслаивание м/з-с/з песков бежевых, светло-коричневых, ржавых (толщина прослоев до 5 см) с тяжелыми суглинками серыми или темно-коричневыми (толщина прослоев до 1 см); (5) 2,84–3,35 м. Органо-минеральный сапропель (отложения мелкого дистрофного водоема). (6) 3,35–3,59 м. Органо-минеральный сапропель (практически исчезнувший дистрофный водоем), с множеством древесных стволов; у подошвы горизонта – линза песка. (7) 3,59–4,0 м. Сапропель сизовато-серо-коричневый. (8) 4,0–4,47 м (урез воды). Песок м/з глинистый синеовато-серый, с прослоями более темного суглинка, плохо сортированный ($S_c=0,45$ при $d_{cp} = 0,061$ мм), с растительными остатками.

В обеих расчистках в основании разреза залегают оглиненные пески, представляющие первую фазу заполнения палеорула, когда основное течение уже переместилось в новое русло, но в староречье еще сохранялся полупроточный режим. Обычно эта фаза продолжается недолго, т.к. в течение первых лет – десятилетий на обоих выходах староречья к активному руслу образуются «пробки» заиления, изолирующие палеоруло. С этого момента в палеоруле развивается озерно-болотный водоем. Его осадки представлены в разрезах торфами и сапропелями, перекрывающими пески. Датировки по основанию органогенных осадков принимаются в качестве верхней оценки времени отмирания палеорула [3]. Различие этих дат в верхнем и нижнем разрезах (рисунок) связано с положением разрезов в палеорельефе: верхний разрез расположен в палеоруле, нижний – в гривисто-ложбинной системе отвечающей последним этапам активного развития нижнего крыла палеорула (рисунок). Поэтому дата 3570 ± 40 ^{14}C л.н. оценивает окончание первого этапа развития палеоизлучины перед формированием разветвлений в ее верхнем крыле, дата 2750 ± 50 ^{14}C л.н. – время спрямления всего палеорула. Ход осадконакопления после отчленения палеорула определялся близостью активного русла и гидрологическим режимом реки. Органогенное осадконакопление в нижнем разрезе (на палеопойме) началось на несколько столетий раньше, чем в верхнем (в палеоруле). В обоих случаях оно продолжалось более 2 тысяч лет, поскольку после спрямления изучаемого палеорула река находи-



лась у правого борта долины на расстоянии более 1 км от разрезов. Однако в ходе развития современной излучины реки, ее искривления и сползания вниз по течению, река приблизилась к разрезам, и органогенное осадконакопление сменилось минеральным. В нижнем разрезе это происходит 1170 ± 40 ^{14}C л.н., в верхнем – 330 ± 40 ^{14}C л.н. Из очертаний грив в шпоре современной излучины видно, что на последних этапах нижний разрез располагался несколько ближе к активному руслу. Кроме того, нижнее крыло палеоизлучины развернуто навстречу течению реки, что облегчает проникновение туда наносов из активного русла.

Обсуждение результатов. Основная ширина поймы была выработана в предголоценовое время и в раннем голоцене, возможно, не без участия переуглубления долины. Во второй половине голоцена значительных подмывов бортов не отмечается. Палеорусло Седвад представляет этап существенного уменьшения водности Вычегды в середине голоцена. На нижней Вычегде этот этап датируется временем от конца бореального до начала субатлантического периодов (8,4–2,0 тыс. ^{14}C л.н.) [2, 5]. Из датирования палеорусла Седвад следует, что на верхней Вычегде маловодный этап начался ранее 3,6 и окончился после 2,8 тыс. ^{14}C л.н. Об увеличении водности реки в конце голоцена говорит рост размеров современного русла по сравнению с палеоруслами на среднеголоценовой пойме (таблица). Основная руслоформирующая работа на Вычегде происходит в период весеннего половодья, т.е. рост размеров русла означает рост мощности половодий. Климатические причины этого могут состоять в увеличении продолжительности зим и количества твердых осадков в конце голоцена. Для уточнения времени начала и окончания среднеголоценового маловодного этапа необходимо продолжить работы по датированию торфяников, выполняющих древние русла Вычегды.

Таблица. Параметры современного и среднеголоценового русла р.Вычегды на участке «Лебяжье»

Характеристика русла	Современное			Среднеголоценовое		
	Среднее, м	σ	n	Среднее, м	σ	n
Ширина в бровках поймы	190	25	8	140	30	17
Шаг излучин	1500	-	2	740	270	6
Радиус кривизны излучин	820	-	2	400	120	7

σ – среднееквадратическое отклонение, n – число измерений

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 05-05-64776, 06-05-65218). Исследование поддержано «Грантом для молодых ученых и аспирантов УрО РАН»

ЛИТЕРАТУРА

1. Кириллин С.И., Терешко В.В. Отчёт по групповой геологической съёмке масштаба 1:50000 на территории листов Р-40-73-В, Г; Р-40-74-В; Р-40-85-Б; Р-40-86-А. Книга I. Сыктывкар, 1991.
2. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1999. №5. С. 34–41.
3. Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. М.: Географ. ф-т МГУ, 2004. 370 с.
4. Panin A.V., Sidorchuk A.Ju. & Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Geological Society, London, Spec. Publ. 163. 1999. P.217–229.
5. Sidorchuk A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vycheгда river, western Russia// River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. A.A.Balkema Publishers. 2001. P. 265–295.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ И ПЕТРОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬ-КАНСКОЙ И ЯБОГАНСКОЙ КОТЛОВИН ДЛЯ ИХ ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ

И.Д. Зольников¹, Г.Г. Матасова², О.В. Куприш^{2,3}, А.И. Жданова^{2,3}

¹ИГМ СО РАН,
²ИНГГ СО РАН,
³НГУ

Четвертичные отложения Усть-Канской и Ябоганской котловин (Горный Алтай) представлены породами различного генезиса: аллювий, морены,

золотые пески, лёссы, делювий, колювий, палеопочвы, озерные отложения (пески и суглинки), катафлювиал, отложения грязевых потоков (селевые,



подводно-оплывневые). Изучение опорных разрезов позволило реконструировать геологическую историю района для позднего неоплейстоцена и голоцена [Постнов и др., 2006]. В раннем Вюрме ледник, спустившийся по долине реки Кутергень, перегородил сток рек в районе нынешнего посёлка Усть-Кан. Возникло подпрудное озеро, затопившее территорию котловин. При разрушении ледниковой плотины и спуске озера в конце раннего Вюрма ниже по течению реки от района посёлка Усть-Кан сформировались катафлювиальная толща. Значительная часть дна котловин превратилась в области перевевания озёрных осадков и накопления субаэральной толщи, сложенной перфляционными и суперфляционными образованиями. В эпохи потеплений среднего Вюрма сформировались две палеопочвы. В наиболее низменных участках вплоть до голоцена существовали остаточные озёра. Золотый и склоновый седиментогенез продолжался в позднем Вюрме – голоцене. В позднелистоценовых и голоценовых отложениях зафиксированы дислокации, формирование которых связывается с сейсмическими событиями (землетрясениями и неотектоническими подвижками.)

Исследование осадков котловин часто ведётся при помощи бурения скважин. Однако, керновый материал далеко не всегда даёт возможность оценить текстурно-литологический облик отложений, а следовательно, и провести адекватную фацально-генетическую диагностику. В связи с этим большое значение имеют аналитические методы. Нами было проведено комплексное (гранулометрическое и петромагнитное) изучение четвертичных отложений различного генезиса в естественных обнажениях и техногенных выработках района для выявления диагностических критериев на геологических разрезах, где генетические типы и фации имеют чёткие и ясные текстурно-литологические признаки. Гранулометрический состав определялся с помощью лазерной дифрактомерии (Microtrac X100), петромагнитные характеристики (K, SIRM, IRM, ARM) измерены на капнометре Bartington MS2, на магнитометрах ИОН-1, JR-4, HSM. Было проанализировано 145 образцов.

По гранулометрическому составу независимо от генезиса отложения подразделяются на 2 типа: с однопиковым и двухпиковым распределением фракций (рис. 1а). Первый тип содержит 2 подтипа: а) максимальное содержание песчаных (>100 мк) фракций; б) максимальное содержание алевритовых (8–62 мк) фракций. Эти отложения практически однородны по грансоставу. К подтипу 1а относятся золотые пески, озерные отложения и, частично, почвы и оплывневые отложения. Подтип 1б объединяет морены, лессы, делювий, большую часть оплывневых

отложений и почв. Второй тип представлен двумя максимумами гранулометрического состава, один – в области песчаных, другой – в области алевритовых фракций. Распределения второго типа встречаются во всех изученных отложениях, за исключением почв. Эти отложения содержат как минимум две популяции зерен. Во всех изученных отложениях отсутствуют илистые (<0,5 мк) фракции. Это, прежде всего, свидетельствует об отсутствии спокойных условий и о высокой скорости осадконакопления. Кроме того, это свидетельствует о преимущественно физическом выветривании, об отсутствии интенсивного педогенеза в почвах.

По магнитным свойствам все отложения относятся к слабмагнитным (табл. 1, рис. 1). Более магнитны морены, наименее магнитны озерные отложения. Морены отличаются от остальных отложений «мягким» составом магнитной фракции, т.е. преобладанием минералов типа магнетита, маггемита и т.п. Озерные отложения, наоборот, содержат, в основном, магнитожесткие минералы типа гематита, окислов и гидроокислов Fe. Озерные отложения отличаются наиболее крупными магнитными зёрнами, по сравнению с остальными осадками. Самые мелкие магнитные зёрна содержатся в лессах. С точки зрения однородности магнитных свойств наиболее однородны озерные отложения и лессы.

Корреляционный анализ гранулометрических и магнитных параметров показал, что магнитные свойства тесно связаны с грансоставом отложений. Из магнитных параметров наиболее тесно связана с гранулометрическим составом магнитная восприимчивость (K). В моренах, субаэральных отложениях, почвах и озерных отложениях K обусловлена магнитными минералами, находящимися в физической глине (<50 мк). Из этих отложений в моренах K тесно связана с количеством магнитных минералов в глинистой фракции, в субаэральных отложениях и почвах – с мелкоалевритовой, в озерных – в одинаковой степени с глинистой и мелкоалевритовой (рис. 1б). В оплывневых отложениях величина и поведение магнитной восприимчивости определяются магнитными минералами физического песка, а конкретно, песчаной фракции. Этот факт является диагностическим признаком оплывневых отложений Усть-Канской и Ябоганской котловин. Учитывая отсутствие илистой фракции и, соответственно, магнитных зерен размером <0,5 мк, можно считать, что магнитные свойства всех изученных отложений зависят от состава и количества магнитных минералов и не зависят от размеров магнитных частиц. Наиболее магнитно однородны озерные отложения, лессы, делювий, золотые пески. И самая большая изменчивость магнитных характеристик у оплывневых отложений.

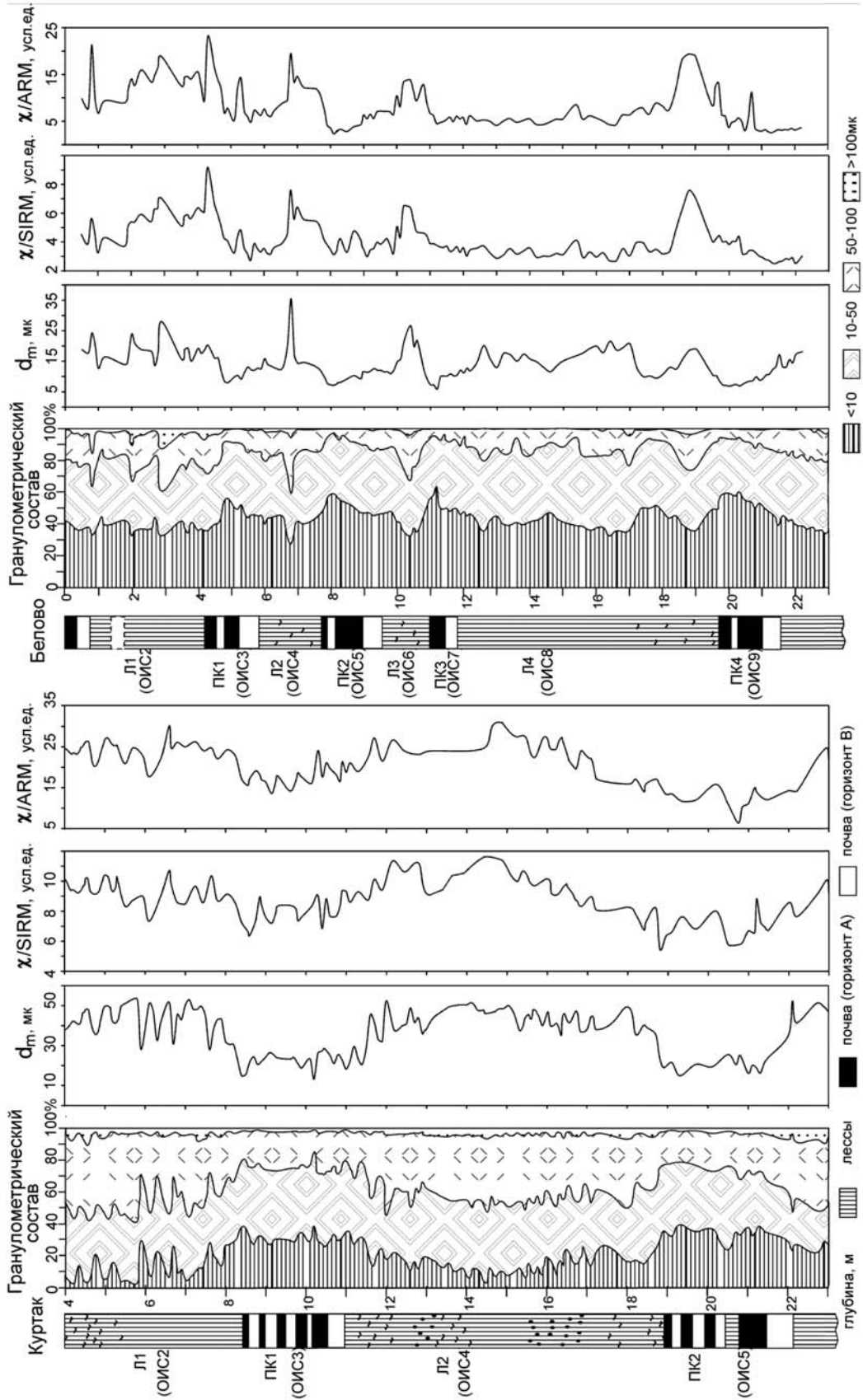


Рис. Гранулометрический состав и эффективный размер магнитных зерен лессов и палеочув Сибиря



Таблица 1. Магнитные характеристики четвертичных отложений Усть-Канской и Ябоганской котловин

Тип отложений	K *10 ⁻⁵ СИ	SIRM мА/м	ARM мА/м	S=IRM/SIRM	SIRM/ARM
Морены	<u>12–54</u> 30	<u>3012–25085</u> 14120	<u>32–170</u> 90	<u>0.64–0.98</u> 0.85	<u>67–267</u> 148
Эоловые пески	<u>12–22</u> 16	<u>4608–13406</u> 7280	<u>15–75</u> 41	<u>0.28–0.85</u> 0.58	<u>97–294</u> 190
Лессы	<u>15–25</u> 19	<u>3895–12095</u> 6940	<u>27–116</u> 68	<u>0.43–1.0</u> 0.75	<u>58–220</u> 110
Озерные	<u>11–17</u> 13	<u>4020–8416</u> 6446	<u>15–54</u> 31	<u>0.38–0.73</u> 0.49	<u>126–312</u> 225
Опывневые	<u>12–35</u> 22	<u>1890–13620</u> 6996	<u>20–121</u> 63	<u>0.30–1.0</u> 0.65	<u>29–335</u> 131
Почвы	<u>11–33</u> 21.5	<u>2960–10478</u> 7298	<u>18–149</u> 70	<u>0.39–1.0</u> 0.65	<u>63–263</u> 128

В числителе – максимальные и минимальные значения, в знаменателе – среднее значение.

Эффективные размеры магнитных зерен, определяемые отношением SIRM/ARM, во всех отложениях (за исключением морен) связаны с глинистой фракцией (рис. 1в): чем больше количество глины, тем больше в ней мелких магнитных зерен, тем меньше эффективный размер магнитного зерна. Этот размер связан с размерами обломочных зерен: чем более крупнозернисты отложения, тем крупнее в них магнитные частицы. Параметр S во всех отложениях зависит от соотношения магнитомягких и магнитожестких минералов в физической глине, главным образом, в глинистой фракции (рис. 1г). Таким образом, магнитные свойства четвертичных отложений Усть-Канской и Ябоганской котловин определяются количеством и составом магнитных минералов физической глины, и в первую очередь, глинистой фракции. И это, несмотря на то, что большинство отложений по среднему размеру зерна относятся к средне- и мелкозернистым песчаным осадкам. Вероятно, этот факт можно объяснить различием приблизительно в 2,5 раза в удельном весе тяжелых магнитных минералов, с одной стороны, и кварцем и полевым шпатом (основными породообразующими минералами осадков), с другой стороны.

Была сделана попытка обнаружения взаимосвязей между магнитными параметрами и грансоставом отдельно для грубо- и крупнозернистых отложений (подтип Ia), для относительно мелкозернистых (алевритовых) отложений (подтип Ib) и для отложений смешанного типа II с максимумами в области грубозернистых и мелкозернистых фракций независимо от генезиса пород. Все ранее обнаруженные связи для разных генетических типов отложений, нарушаются, если рассматривать отло-

жения только с точки зрения грансостава без учета генезиса пород. В подтипах отложений типа I никакой зависимости магнитных характеристик пород от их грансостава не установлено. В отложениях типа II обнаружена слабая связь некоторых магнитных параметров с количеством глинистой фракции, но она гораздо слабее, чем в отдельных генетических типах, и на ее основе невозможно построить модель формирования магнитных свойств четвертичных отложений Усть-Канской котловины и очень проблематично получить дополнительную геологическую информацию.

Для выяснения отсутствия связи между магнитными характеристиками и гранулометрическим составом независимо от генезиса отложений был выполнен корреляционный анализ одинаковых литологических фаций разных генетических типов, например, песчаной фации (песка >60%) эоловых песков, озерных отложений и почв. В песчаной фации всех отложений K зависит от магнитных минералов, содержащихся в физическом песке, а именно в эоловых песках – от количества магнитных минералов в крупноалевритовой фракции, в почвах и в озерных отложениях – в песчаной фракции. При этом, в отличие от эоловых отложений, в почвах и в озерных отложениях K отрицательно связана с количеством крупноалевритовой фракции. Такое различие по одинаковым фациям различных генетических типов приводит к нарушению связей внутри отдельных гранулометрических типов, в частности, подтипа Ia.

Проведенные исследования показали, что в гранулометрическом составе и петромагнитных характеристиках четвертичных отложений заключена информация об обстановках их формирова-



ния и преобразования. Это имеет важное значение при сравнении генетических типов, имеющих сходную литофациальную изменчивость. Существенно отличаются по петромагнитным и гранулометрическим данным такие фациально схожие пары как диамиктоны морен и грязевых потоков, пески озёр и эоловых образований, пылеватые суглинки озёр и лёссов. Предварительные результаты проведённых работ указывают на перспективность комплексной характеристики отложений внутригорных котловин для их фациально-генетической диагностики в условиях недостатка макровизуальных текстурных данных.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 05-05-64221, 06-05-65135, междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН №2.

ЛИТЕРАТУРА

Постнов А.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Проблемы реконструкции среды обитания древнего человека на территории Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАиЭ СО РАН, 2006. Т. XII. С. 224–229.

ПЯТЬ ЭТАПОВ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И БИОЦЕНОЗОВ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ПЛИО-ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В.А. Зубаков

*Центр междисциплинарных исследований по проблемам окружающей среды РАН,
С-Петербург, наб. Кутузова, 14, inenco@mail.neva.ru*

*Посвящается Юрию Александровичу Лаврушину,
моему коллеге и товарищу, большому ученому,
много сделавшему для изучения проблем Севера*

Моя, как и Юрия Александровича, научная деятельность долгие годы была связана с Севером – ключевой территорией для прогнозирования климата будущего. Разработчики концепции парникового потепления считают, что к середине века средняя температура Земли повысится на 3,8 градуса, что соответствует, по [1, 2] температурному оптимуму плиоцена. Будет ли это для нашей страны, половина площади которой находится в зоне вечной мерзлоты, благом или катастрофой – это большой вопрос.

Но прежде всего надо решить – насколько обосновано оперирование палеоаналоговыми сценариями климата, главной характеристикой которых являются высчитанные концентрации парниковых газов в атмосфере. Действительно ли климат термического оптимума плиоцена определяется двойным содержанием CO₂?

Для ответа на этот вопрос обратимся к таблице, в которой сведена огромная информация, собранная в [3, 4].

В ней выделены пять этапов становления современной природной среды, конкретизированных для пяти районов Северного полушария. Они идентифицированы с ярусами, что подчеркивается датировками точек стратотипов их границ. Волнистой линией выделены тектонические рубежи. Иерархия таксонов дана по [5]. Каждый этап – ярус

включает несколько 400-тысячелетних звеньевых циклов, представляющих собой, по [4], минимальный биотаксон из четырех «океанических сезонов», к рубежам двух из которых тяготеют скачки в эволюции морской и наземной фауны.

Сезонная структура звена указывает на **климатическую подоплеку** элементарных актов эволюции органического мира. Содержанием этих климатических триггерных толчков оказываются смены режима глубинной океанической циркуляции, периодически возникающие по [6], при пересечении Землей плоскости солнечной эклиптики, по которой Солнечная система обращается вокруг ближайшего звездного скопления в нашей Галактике. Очевидно, что на эклиптике гравитационная волна достигает максимальных значений, скорость вращения Земли возрастает, а с нею меняется и форма геоида. Гравитационная природа звена подтверждена и В.И. Шмуратко [7]. Найденная в звене «увязка» био- и климатостратиграфических методологий завершает долгие поиски научно-обоснованной структуры единой хроностратиграфической шкалы – задачи, сформулированной Л.С. Либровичем еще в 1957 г. (см. [4], с. 231).

Содержание пяти ярусных таксонов рассмотрим тезисно...

Мессинский – понтический ярус объединяет шесть звеньев. Три нижних (диатомитовый мессин



Таблица

Эпохи	ПМ млн лет	Западная Атлантика и Северная Америка	Восточная Атлантика и Средиземноморье	Восточная Европа Черное море, Каспий	Печора - Сибирь	Северо-Восток и Аляска
Плейстоцен	Бронес	Лаврентьевское (Висконсин - Небраска) оледенение	Ионий Тиррен Милацц Портуенсио	Скандинаво-Альпийское гипероледенение	Ледниково-шельфовая формация Северной Евразии	
		0,82	ASP-0,9	ASP-0,82		
	Zh			Чауда 1,24		
	Ja	Прорыв Гольфстрима в Ледовитый океан	Сцилий Эмлий	Гурия	Айон-анвильская трансгрессия	
	C-M		Капабрин			
	1,68		GSSP 1,806			
	1,77		Ногарет 2,0			
	1,95					
	2,17	Фареры	Гелазий	Баренца олед.		
	2,33	Миссисипи	Пьяченца	Биклянь Репец		
2,42	fgl		ASP 2,54			
2,58			2			
3,08			1			
3,26	Мост Туле		GSSP 3,6			
3,58						
Плиоцен		Иорктаун	Занклий	Камышбурун	Кутуяк-Лескинская криомерзлотная формация	Оканаан-Айрон-крик Дедмен-пасс 3,0 оледенения
		Мур-хаус - 3,8		Янтарь		
	4,22	Моргатс-бич	Мастра Nucula	Ж. Рог-Ляхов		
	4,58	Рашмер	Тарес	Балахан		
	4,83	Санкен-мидоу	Гибралтар 5,33	Киммерий	Рытово-"Высоко-Енисейский" гипертермопловиял	Финшрик-Кобенх Биг-бенд Колвилл Мейген
	4,98					
	5,23					
	5,89		Эвапориты	Эпипонт		
	6,14		Триполи	Босфор		
	6,27	Ранне-Гренландское гипероледенение	Бу-рег-рег	Понт	Асташевские красноцветы	Журавлинское Кемп 5,7 Якатага гипероледенение
6,57						
6,93						
7,36						
7,43						



Ритмы, тыс. лет		Океанические сезоны	Эволюционные скачки	Климатическая подоплека эволюции		
400 тыс. лет	200 тыс. лет	Гумидный	→ В наземной фауне и флоре	Суперклиматы	Суперкриотемы	Орто- и интроклиматемы морские изотопные стадии
		Крио-аридный				
	200 тыс. лет	Термальный	→ В морской фауне			
		Нивальный				

– нижний понт – 6-ая эпоха полярности) отвечают началу Ранне-Гренландского – Якатага – Журавлинского (на Чукотке по С.А. Лаухину) гипероледенения и синхронной ему миграции неогипарионов в Старый свет. Два средних звена (эвапоритовый мессин, 5-ая эпоха полярности) синхронны кульминации Патагонского оледенения (6,7–5,9 млн л.н.), формированию саванного биоценоза в Африке и адаптации к нему наших дальних предков – *Australopithecus afarensis* (Лукейно, 6,5 млн л.н.). В Черном море они представлены двумя меквинскими ингрессиями [4], а в Каспии бабаджанскими слоями. Заключительное звено мессиния («эпипонт» – низы Гилберта) – время размыва и крайней аридизации климата. На Аляске в это время появляется первый тундровый биоценоз, насекомые которого сохранились в озерных прослоях в лавах Кемп, КАг 5,7 млн л.н.

Рубеж **занклийского** яруса совпадает с тектоническим размывом, по которому был заложен Гибралтарский пролив, а на Северном Кавказе – Саблинский, по которым произошло геологически мгновенное затопление Средиземноморской и Балаханской впадин атлантическими водами. Образование грандиозного Занклийско-Кимерийско-Эоакчагыльского внутреннего моря, вытянутого на 7 тыс. км, произошло 5,33 млн л.н., то есть еще в конце Патагонского ледниковья, льды которого сохранялись, по Мерсеру, до 5,05 млн л.н. Однако, по другим данным таяние льдов Антарктиды началось в середине **п-экскурса** Твера, около 5,1 млн л., когда на склонах гор Антарктиды появилась морская терраса с раковинами бореального моллюска *Pecten* и диатомовыми *Talassiosira oestruppi*. В лучшем – Иорктаунском – разрезе этой террасы на атлантическом побережье Северной Америки описаны четыре уровня (табл.). Они же выявлены в структуре Берингской трансгрессии Ледовитого океана и в виде пляжевых ожелезненных галечников в разрезе киммерийского яруса. То есть вывод о четырех звеньях в занклийском ярусе бесспорен. Высший уровень трансгрессии был достигнут в **п-экскурсах** Сидуфал и Нунивак, когда атлантические остракоды в эоакчагыльском бассейне распространились, по В.Л. Яхимович [4], вплоть до эстуария в бассейне р. Белой в Башкирии.

Пьяченцкий ярус, включая Гелазийский подярус, также отвечает четырем звеньям. Подошва

его фиксируется вторым крупнейшим тектоническим рубежом, датируемым КАг в 3,6 млн л.н. (от 4 до 3,2 млн л.). Это поднятие гор альпийской складчатости – фазы Аквутраверсан и Чегем – поднятие Фареро-Исландского порога – «моста Туле» [9] и периодические исчезновения Панамского и Берингского проливов. Следствием этой тектонофазы была **изоляция Ледовитого океана** и Баренцево-морское – Гудзонское гиперледниковье. Центром его были Баренцево-морский шельф, Лабрадор и Гудзонов залив. Замкнутый акчагыльский Каспий в это время четырежды становился приледниковым озером, уровень которого возрос вдвое против морской эоакчагыльской фазы и достиг 125 м. Сброс талых вод этого озера с моллюском *Cardium dombra* был зафиксирован нами с В.В. Кочегурой в разрезе Поливадина балка [4, рис. 27] на высоте 170 см над инверсией Гаусс-Матуяма. Время сброса коррелируется с МИС 100.

Сброс талых вод Гудзонских ледников фиксируется негативными пиками ^{18}O изотопа Э.Джойсом и др. [10] в скважине 625 В близ устья Миссиссиппи около 3,6; 3,3; 2,44 и 2,24 млн л.н. Характерно, что эти Баренцево-морские-Гудзонские оледенения А.И.Москвитин и американские авторы связывали в свое время с окским-небрасским оледенением, в 4 раза более молодым. Да и сейчас данные В.Н. Осколкова [11], описавшего морену третьего, максимального из Баренцево-морских, оледенения в с. Васильевка на ручье Репец, на 52° с.ш., зажатую между двумя горизонтами красноцветных почв, подвергают сомнению.

Калабрийский (= апшеронский) ярус, и синхронные ему просундуйская и анвильская трансгрессии Севера, по объему отвечают трем звеньям. Это время прорыва вод Гольфстрима в Ледовитый океан, ставшего возможным в связи с понижением Фареро-Исландского порога [9]. Воды Гольфстрима в это время доходили вплоть до Северного полюса.

Ионийский этап 100-тысячелетних ритмов эксцентриситета соответствует традиционным скандинавско-альпийским (гюнц – вюрм) и лаврентьевским (небраска – висконсин) оледенениям. По объему он отвечает двум звеньям. Где проводить его границу – по 900 тыс. л., как считает М.Б.Чита, или по **п-экскурсу** Зых, 820–860 тыс. л. – еще не решено. По моему второй вариант рациональнее,



поскольку в этом случае граница яруса будет синхронна появлению фаунистического комплекса с *Mammuthus*.

Итак, обзор показал, что:

1) Все пять ярусов представляют собой комбинацию из нескольких звеньев – **минимальной хронобиозоны, в рамках которой четко прослеживается климатическая подошка эволюции;**

2) практически все ярусы имеют **тектоническую подошку;**

3) все ярусы представляют собой **био-палеогеографические события** с индивидуальной характеристикой;

4) в эту характеристику едва ли можно вносить высчитанную концентрацию парниковых газов в атмосфере, как **причинно-определяющую тип климата.**

И вот почему... Перехожу к оптимуму плиоцена...

Нет никаких доказательств того, что на уровне тектонического события в 5,33 млн л.н. произошло какое-либо экстраординарное выделение в атмосферу больших количеств CO_2 , CH_4 и других парниковых газов. Более того, тектоническое событие 5,33 млн л.н. было **не** сильнее события 4,0–3,2 (3,6) млн л.н. – главного поднятия гор альпийской складчатости, но оно, как мы видели, было одной из причин Баренцевоморского оледенения.

По-моему заключению, удвоение концентрации парниковых газов в атмосфере в занклийский век было **не** причиной термического оптимума плиоцена, а **СЛЕДСТВИЕМ** возникновения «**занклийской ванны**» – внутриматерикового морского бассейна в 7000 км длиной, в котором по причине большого испарения на дне скапливались теплые, с температурой выше 15°C , но сильно соленые воды, тяжелее атлантических, которые сливались через Гибралтар ко дну Атлантики. В силу этого поглощение CO_2 водами Атлантики в течение 1,6 млн лет снизилось до минимального, а концентрация его в атмосфере удвоилась.

Сказанное вовсе не означает, что я исключаю влияние вулканизма на климат, точно также как и влияние современных техногенных выбросов пар-

никовых газов в атмосферу на современное изменение климата. Не исключаю и того, что современное потепление действительно является по природе «**парниковым**». Я только показал, что **палеопотепления** плио-плейстоцена имели **не** вулканический, а более сложный и комплексный генезис, вероятнее всего гравитационно-океанический [4, 7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Антропогенные изменения климата. Л.: Гидрометеоздат, 1987. С. 405.
2. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб: Гидрометеоздат, 1992. С. 248.
3. Zubakov V.A., Borzenkova I.I. Global paleoclimate of the Late Cenozoic. Amsterdam: Elsevier, 1990. P. 472.
4. Зубаков В.А. Вклад климатостратиграфии в теорию стратиграфии и о значении событийно-темпоральной периодизации геологической истории для выработки стратегии поддерживаемого развития // Сб. Памяти Е.Н. Анановой. СПб: Недра, 2006. С. 227–338.
5. Зубаков В.А. Место новейших отложений в МСШ и их таксономический ранг // Сб. под ред. Ю.Б. Гладенкова. М.: МСК ГИН, 2007.
6. Шабельников А.В. Воздействие космофизических факторов на климат и биосферу Земли // Биофизика. 1992. Вып. 3. С. 372–375.
7. Шмуратко В.И. Гравитационно-океаническая теория климата и астрономические факторы геологической эволюции // Экогеософский Альманах. Донецк, 2007.
8. Benson R.H., Rakis-El Bied K., Bonaduce G. An important current reversal in the Riftien corridor at the Tortonian-Messinian boundary // *Palaeoceanography*, 1991. V. 6, N 1. P. 164–192.
9. Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1972. 195 с.
10. Joyce J., Tjalsma L., Prutzman J. North American glacial meltwater history for the past 2.3 myr. // *Geology*, 1993. V. 21. P. 483–486.
11. Осколков В.Н. Следы неогенового оледенения в бассейне верхнего Дона // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской равнины. М., 1992. С. 152–161.



ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН И ПЛЕЙСТОЦЕН ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ: СТРАТИГРАФИЯ, ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА

В.С. Зыкин¹, В.С. Зыкина¹, В.С. Зажигин²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

²Геологический институт РАН, Москва

Юг Западно-Сибирской равнины является одним из регионов России, где континентальный верхний плиоцен и плейстоцен представлены наиболее полно и имеют отчетливое циклическое строение, богатую палеонтологическую характеристику, позволяющие детальное расчленение и точную корреляцию отложений, обеспечивающие надежную регистрацию палеоклиматических событий и изменений природной среды. За длительный период изучения накоплен обширный материал по строению, условиям осадконакопления и детальному стратиграфическому расчленению верхнего кайнозоя этой территории, давший возможность провести детальные корреляции геологических, биотических и климатических событий, выявить основные этапы изменений природной среды, биоты и климата и установить многие закономерности их изменения.

Одной из наиболее дискуссионных проблем стратиграфии кайнозоя является проблема проведения границы между неогеновой и четвертичной системами. В связи с принятием этой границы на уровне 1,81 млн лет возникли значительные трудности при точной идентификации ее в различных районах мира. Особенно осложняется эта проблема во внутриконтинентальных районах, где отсутствуют многие корреляционные признаки проведения границы, пригодные для морских отложений. Одним из основных критериев ее проведения здесь являются палеомагнитные и палеоклиматические данные. Использование палеомагнитных критериев сводится к обнаружению палеомагнитной субзоны Олдувей. Приблизительно близ этой границы происходит смена фауны млекопитающих среднего и верхнего виллафранка.

Одним из путей облегчающих прослеживание границ общих стратиграфических подразделений в различных регионах является выделение региональных стратотипов этих границ, обладающих значительным корреляционным потенциалом. В качестве регионального стратотипа принятой в настоящее время границы между неогеновой и четвертичной системами на уровне 1,81 млн лет предлагается хорошо охарактеризованный палеонтологически разрез муккурской и карагашской свит в долине р. Битеке, где удалось обнаружить субзону

Олдувей. Эта субзона прослеживается в верхней части муккурской свиты и в нижней части карагашской свиты. Ее верхняя граница фиксируется обеднением систематического состава фауны пресноводных и наземных моллюсков и остракод в связи с похолоданием климата. Непосредственно выше этой границы появляется вид мелких млекопитающих *Allophaiomys pliocaenicus*.

Ревизия палеомагнитных данных, полученных Г.А. Поспеловой и Г.Я. Ларионовой в 1973 г. при исследовании плиоцен-четвертичных отложений Приобской возвышенной равнины по скважинам 2-Е (пос. Елунино) и 3-Х (Харьково), также позволила выявить в них субзону Олдувей. Барнаульская свита и перекрывающая ее ерестнинская свита в разрезах скважин намагничены преимущественно обратнo. Эта магнитозона сопоставлена с ортозоной обратной полярности Матуяма. В верхней части барнаульских отложений, в интервале глубин 139–152 м от поверхности в скважине 2-Е в обратно намагниченной зоне этими исследователями установлена не идентифицированная ими достаточно мощная субзона прямой полярности. Корреляция барнаульской свиты с муккурской свитой Северного Казахстана по фауне пресноводных моллюсков позволяет сопоставлять эту субзону прямой полярности с субхроном Олдувей или субхроном C2n шкалы У.А. Бергрена.

При возможном понижении границы неогена и квартера под подошву гелазийского яруса, в Западной Сибири этот рубеж переместится под иртышский горизонт, охарактеризованный лебяжьинской фауной млекопитающих. Этот горизонт, являющийся возрастным аналогом гелазия Средиземноморья, включает иртышскую, барнаульскую и муккурскую свиты, а также нижнюю часть карагашской свиты. Разобщенность полей распространения барнаульской, муккурской и иртышской свит, формировавшихся в интервале существования лебяжьинской (средневиллафранкской) фауны млекопитающих, затрудняет выявление их взаимоотношения и последовательности их осадконакопления. Установить их последовательность можно только на основании климатических условий их формирования и последовательности климатических событий в Евразии. Интервал сущест-



вождения средневиллафранкской фауны млекопитающих Европы охватывает два климатостратиграфических горизонта – претиглий и тиглий. Претиглий соответствует похолоданию, которое отмечается по всей Евразии, Северной Америке и в Южном полушарии. На юге Западно-Сибирской равнины ему отвечает иртышская свита, содержащая обедненный комплекс пресноводных моллюсков без теплолюбивых элементов, по-видимому, обитавших в климатических условиях близких современным. Тиглий соответствует крупному потеплению в Западной Европе. Около 2,1 млн лет т.н. в муккурское время, в малакофауне Западной Сибири появляются виды теплолюбивых родов *Corbicula*, *Corbiculina*, *Allocinma*, мигрировавшие из Средней Азии. В это же время резко увеличивается систематический состав фауны остракод. Эти биотические события стали возможны после распада зоны аридного климата и возникновения в Средней Азии и на Ближнем Востоке зоны достаточного увлажнения и водных путей миграции пресноводной фауны. Учитывая, что формирование барнаульской и муккурской свит происходило в значительно более теплых климатических условиях, чем иртышской свиты, их следует коррелировать с тиглием и располагать на стратиграфическом уровне, выше иртышской свиты.

Наиболее важной проблемой для стратиграфии неоплейстоцена Западной Сибири является разработка стратиграфической последовательности, сопоставимой с изотопно-кислородной шкалой глубоководных отложений океана, полно отражающей глобальные климатические события, связанные с изменениями орбитальных параметров планеты. Среди континентальных отложений неоплейстоцена Западной Сибири наиболее полной стратиграфической шкалой в настоящее время является лессово-почвенная последовательность. Лессовая толща широко распространена на юге Западной Сибири. Здесь ее мощность достигает 120 м. Она имеет отчетливое циклическое строение – закономерное чередование лессовых, почвенных и криогенных горизонтов. В последние годы накоплен значительный новый материал о структуре лессовой толщи юга Западной Сибири. К настоящему времени изучено более 100 лессово-почвенных разрезов и проведена ревизия всех ранее опубликованных материалов. В 2003 г. буровой скважиной в карьере Ложок вскрыта непрерывная лессово-почвенная последовательность вплоть до аналогов 11-й изотопно-кислородной стадии. Детальная корреляция разрезов на основании прослеживания почвенных горизонтов и педокомплексов, имеющих одинаковые морфотипические признаки на большой территории, позволила уточнить ранее

разработанную стратиграфическую схему субаэральную толщу и установить полную лессово-почвенную последовательность юга Западной Сибири. Хроностратиграфия лессово-почвенной толщи базируется на палеопедологических, палеомагнитных и палеонтологических исследованиях, данных радиоуглеродного и термолюминесцентного датирования.

Особое значение для корреляции и расчленения разрезов имеют ископаемые почвы. К основным особенностям строения лессовой толщи Западной Сибири относится чередование мощных лессовых горизонтов с педокомплексами, состоящими из почв, разделенных маломощными прослоями лессов. В полной лессово-почвенной последовательности Западной Сибири выделяется десять педокомплексов (учитывая современную почву), разделенных мощными слоями лессов. Граница палеомагнитной инверсии Матуяма–Брюнес проходит внутри десятого евсинского педокомплекса.

Ископаемые почвы, входящие в состав педокомплексов, формировались в периоды потеплений плейстоцена, о чем свидетельствует возрастной диапазон аккумуляции современной почвы, морфотипические признаки плейстоценовых почв и интервалы их формирования, датированные различными методами. Общий уровень потепления и увлажнения, а также продолжительность теплых эпох отразились на интенсивности педогенеза, строении и мощности ископаемых почв.

Состав и строение лессовой толщи отражают общую интенсивность атмосферной циркуляции. В эпохи слабой активности атмосферной циркуляции преобладало биогенное осадконакопление и формировались почвы, в эпохи активизации атмосферной циркуляции атмосфера была насыщена пылью, которая, осаждаясь, образовывала лессовые покровы. Каждый теплый интервал, запечатленный в субаэральном плейстоценовой толще в виде педокомплексов, отличается от предыдущего и последующего глубиной потепления и внутренней структурой. Две-три сближенные почвы одного типа, но разных подтипов либо разных типов почв, объединенных в педокомплексы, отражает структуру каждого потепления. Во всех педокомплексах лессово-почвенной последовательности нижняя почва, как правило, сохраняет признаки наиболее интенсивного проявления педогенеза и всегда имеет наибольшую мощность и, следовательно, наибольшую продолжительность и более высокий термический режим формирования почвенного профиля. Верхние почвы педокомплекса характеризуются обычно меньшей мощностью и проработкой почвенного профиля; они развивались более короткое время в более прохладных климатических



условиях. Хорошая сохранность педокомплексов в субэаральных разрезах свидетельствует об отсутствии перерыва в осадконакоплении между лессами и педокомплексами.

Детальное последовательное сопоставление строения лессово-почвенной толщи плейстоцена Западной Сибири и особенно строения педокомплексов со структурой теплых нечетных стадий изотопно-кислородной шкалы, теплых стадий байкальской летописи, записей температуры и пыли из ледяных кернов станции «Восток» в Антарктиде и магнитной восприимчивости лессово-почвенной последовательности Китая позволило установить, что строение ископаемых педокомплексов в лессовой записи Западной Сибири отчетливо отражает структуру теплых нечетных стадий непрерывных глобальных последовательностей, состоящих из сближенных теплых событий, разделенных относительно короткими холодными событиями. Эта особенность позволяет использовать строение педокомплексов как для внутри региональных, так и для межрегиональных и глобальных корреляций. Отчетливое совпадение времени формирования мощных лессовых горизонтов с холодными стадиями глобальных записей климата, а также обогащение пылью холодных интервалов антарктического и гренландских кернов, свидетельствуют о формировании лессов в периоды похолодания и аридизации климата. Стратиграфические горизонты лессово-почвенной последовательности отчетливо соответствуют стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических осадков и других глобальных записей климата, и, следовательно, она наиболее полно отражает глобальные изменения климата в масштабе времени орбитальных параметров и является единственной эталонной шкалой для внутри региональных корреляций.

Во время формирования лессовых покровов в Западной Сибири существовали холодные пустыни. В западной части Западно-Сибирской равнины формировались обширные дефляционные поверхности и замкнутые дефляционные котловины. Последние широко распространены на юге Западной Сибири, в них часто располагаются бессточные озера. Об их эоловом происхождении в аридном климате свидетельствуют пустынная мостовая, ветрогранники, карбонатная кора и пустынный загар на обломках и гальках коренных пород, расстрескавшиеся крупные гальки и мелкие валуны на дне дефляционной котловины оз. Аксор в Павлодарском Прииртышье, которая образовалась во время ермаковского оледенения, соответствующего 4-й морской изотопно-кислородной стадии, а также клинья усыхания на дне современной котловины оз. Чаны, выработанной во время сартанского оле-

денения во 2-ю морскую изотопно-кислородную стадию. Более древними эоловыми образованиями, по-видимому, являются бессточные дефляционные котловины озер Кызыл-Как, Теке, Киши-Карой, Улькен-Карой. Глубина дефляционных котловин превышает 70 м. Эоловый вынос материала из дефляционных котловин происходил неоднократно во время эпох похолоданий и аридизаций климата.

Кроме скульптурных форм эолового рельефа, в умеренной зоне Внутренней Азии широко распространены аккумулятивные формы рельефа, также генетически связанные с накоплением лессовых покровов. Так в Западной Сибири к ним относятся хорошо сохранившийся гривный рельеф, образовавшийся во время последнего оледенения и длительно формировавшиеся крупные увалы восточной части Кулунды. Особенности распространения и ориентировка эолового рельефа, созданного во время оледенений, свидетельствует, что его образование происходило при преобладающем воздействии воздушных масс западного переноса.

Для неоплейстоцена умеренных широт Азии получены эмпирические оценки чувствительности режима увлажнения и связанных с ним процессов аридизации и опустынивания от изменений глобального термического режима. При значительных уровнях глобальных изменений термического режима, обусловленных орбитальным форсингом, обнаруживается определенная связь температуры и увлажнения – во время потеплений происходило значительное улучшение условий увлажнения, а похолодания сопровождалась активизацией атмосферной циркуляции, которым соответствовали аридизация климата, усиление дефляционных процессов, насыщение атмосферы пылью и образование лессовых покровов. Во время холодных эпох происходили отчетливые периодические, резкие изменения температуры и условий увлажнения тысячелетней продолжительности. В фазы сильно холодного климата усиливалась аридизация, фазы умеренно холодного климата сопровождалась относительным увлажнением. Уровень увлажнения средних широт в теплые эпохи плейстоцена в значительной степени зависел от уровня изменения температурного режима. Сильные повышения температуры (выше 1°C) приводили к усилению режима увлажнения. Более тонкая структура изменений температуры и влажности в голоцене показывает более сложную картину. Изменения температуры в пределах до 1°C при повышении температуры сопровождалась некоторой аридизацией, а при ее понижении происходило увлажнение территории.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02-05-64126, 04-05-64486, 06-05-64049, 07-05-01109).



РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ВОДОЕМОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-ЛЕСНОГО ЗАПОВЕДНИКА, ТВЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ (ПО ДАННЫМ КАРПОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

И.С. Зюганова

Москва, Институт географии РАН, indry77@yandex.ru

Погребенные озерно-болотные отложения широко распространены на территории Центрально-Лесного Государственного Заповедника (32,7–33,1° в.д. 56,4–56,6° с.ш.), расположенного в юго-западной части Валдайской возвышенности, в пределах главного Каспийско-Балтийского водораздела Восточно-Европейской равнины. Рельеф заповедника представляет собой плоскую и пологоволнистую слабо расчлененную водораздельную моренную равнину, с абсолютными отметками 230–270 м. Преобладающий тип растительности – леса южно-таежного облика, широко развиты верховые болота.

Исследования погребенных органогенных отложений ЦЛГЗ проводились в 30–40-ых гг. Н.Н. Соколовым [1949], который на основании палеоботанических данных относил их к микулинскому межледниковью. Впоследствии описанный Н.Н. Соколовым разрез фигурировал в литературе как один из типичных разрезов микулинского межледниковья [Чеботарева, Макарычева, 1974]. Однако в последние годы высказывались мнения о средневалдайском возрасте погребенных торфяников ЦЛГЗ [Минаева и др., 2005]; это предположение было сделано по результатам радиоуглеродного датирования.

В 2004–2005 гг. специалистами лаборатории эволюционной географии ИГ РАН и ИПЭЭ РАН было проведено повторное, более детальное геолого-геоморфологическое и палеоботаническое изучение разреза, описанного Н.Н. Соколовым (в данной работе он фигурирует как разрез Заповедник-1). Были исследованы и другие разрезы погребенных озерно-болотных отложений на территории ЦЛГЗ, находящиеся в разных геолого-геоморфологических позициях. В докладе представлены результаты палеокарпологических исследований двух наиболее полных разрезов: Заповедник-1 и Заповедник-2. По результатам проведенных палеоботанических исследований представленные в них погребенные торфяники относятся к микулинскому межледниковью.

Опорный для данной территории разрез Заповедник-1 расположен на юго-востоке ЦЛГЗ в понижении на выположенном участке ступенчатобразного склона моренной гряды. Бурением здесь были вскрыты (снизу вверх): глины карбонатные с дресвой (морена, верхняя граница на гл. 790 см), озерные глины, толща торфа и гиттии (мощность ок. 5 м), перекрытая голубоватыми озерными глинами и супесями (мощ-

ность ок. 2 м). Озерные отложения перекрыты тонким прослоем лессовидного покровного суглинка (15 см) и голоценовым торфом мощностью 65 см.

Разрез Заповедник-2 находится в 5,8 км к западу от разреза Заповедник-1 и также расположен в понижении на выположенной поверхности склона моренной гряды. Он имеет сходное литологическое строение: озерно-болотные отложения залегают на карбонатных моренных суглинках. Однако погребенные горизонты торфа и гиттии здесь значительно меньше по мощности (около 2 м). Кроме того, разрез Заповедник-2 включает более мощный, по сравнению с разрезом Заповедник-1, слой покровных лессовидных суглинков (около 150 м). Мощность голоценового торфа составляет 43 см.

Рассмотренные отложения сформировались в неглубоких озерах, возникших в понижениях на поверхности днепровской морены (водоупорный горизонт). По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного Е.Ю. Новенко, опорный разрез «Заповедник-1» включает непрерывную последовательность отложений, начиная с днепровской ледниковой эпохи до начальной стадии валдайского оледнения (включительно). Палеокарпологические данные, полученные автором из погребенных торфов и перекрывающих их гиттий, позволяют охарактеризовать особенности развития водно-болотной растительности для 4 основных этапов:

1. Начало межледниковья (пыльцевые зоны М2, М3, М4 В.П. Гричука, [1982])

2. Наиболее теплые фазы межледниковья («максимум ольхи и орешника» зона М5 и «зона граба» М6)

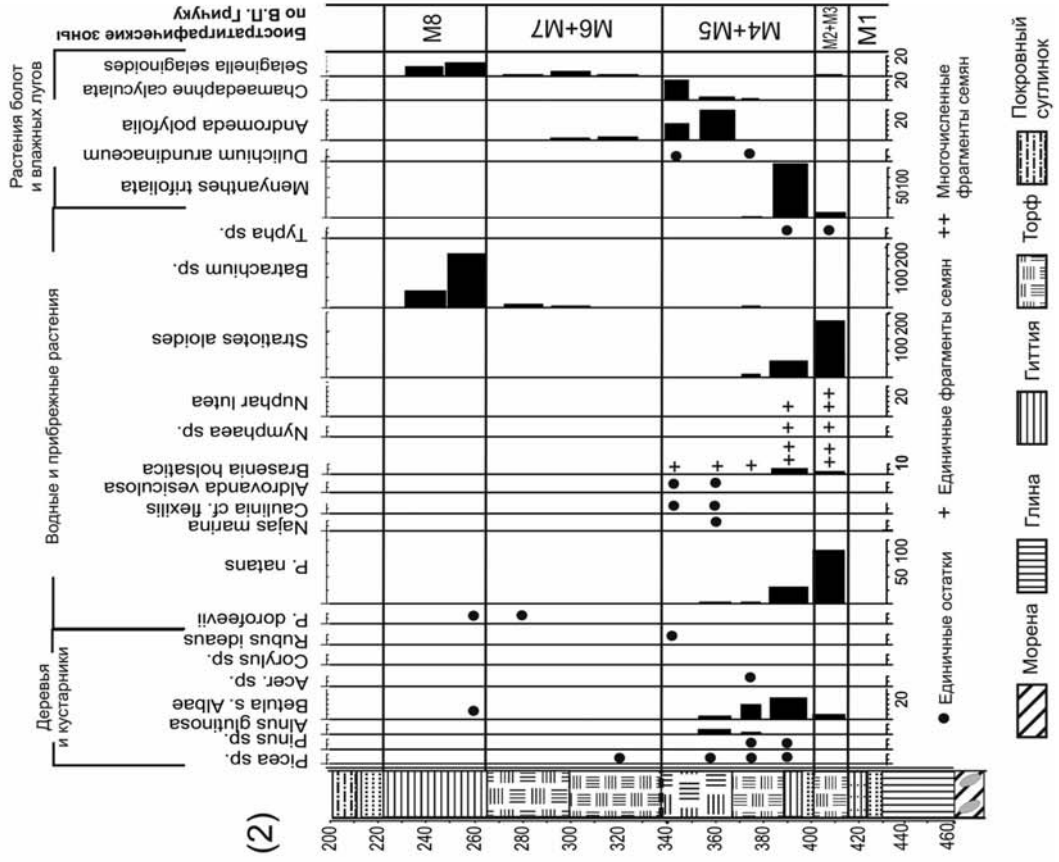
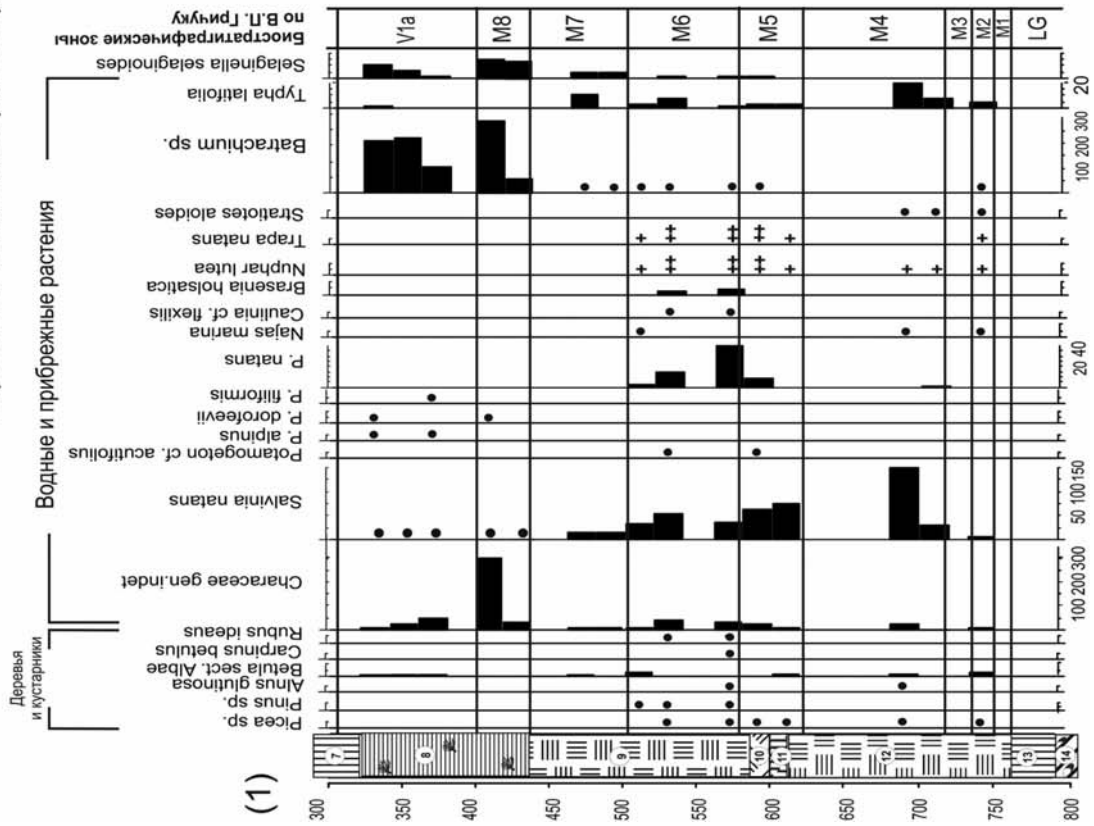
3. Заключительная фаза межледниковья, («верхний максимум ели», зона М7)

4. Переходный этап («зона сосны с елью и березой» М8) и начало валдайского оледнения.

По данным спорово-пыльцевого анализа, горизонты погребенного торфа в разрезах Заповедник-1 и Заповедник-2 начали формироваться в первые фазы микулинского межледниковья (зоны М2-М3). Водные растения уже достаточно разнообразны по остаткам: были отмечены семена и плоды *Brasenia holsatica*, *Nymphaea* cf. *alba*, *Nuphar lutea*, *Trapa natans*, *Najas marina*, шипы *Stratiotes* sp. (*aloides*), мегаспоры *Salvinia natans*, эндокарпии *Potamogeton natans*. Интересно, что появление видов «бразениево-



Карпологиические диаграммы разрезов Заповедник-1 (1) и Заповедник-2 (2)





го комплекса» отмечено уже в ранних фазах межледниковья. Их появление предположительно можно связать с локальными пыльцевыми зонами ЦЛГЗ, где отмечается появление пыльцы широколиственных пород (МЗ, зона сосны и березы с примесью широколиственных пород). Вероятно, это связано с тем, что водные растения расселялись при потеплении климата быстрее, чем древесные породы.

Средняя часть погребенных торфяников отвечает «зоне дуба и вяза» М4. К этому этапу относятся наиболее богатая карпоидами часть разреза Заповедник-2. Здесь отмечены остатки характерных для флоры микулинского межледниковья видов: *Aldrovanda vesiculosa* и *Dulichium arundinaceum*. В разрезе Заповедник-1 на этом интервале присутствуют макроостатки *Trapa natans*, мегаспоры *Salvinia natans*. В обоих разрезах отмечены семена *Brasenia holsatica*, *Najas marina*, *Caulinia flexilis*. В разрезе Заповедник-2 были определены также единичные остатки некоторых широколиственных пород: орешника *Corylus cf. avellana* и клена *Acer* sp. Здесь же отмечены карпоиды кустарничков, характерных для торфяных болот: *Andromeda polyfolia*, *Chamaedaphne calyculata*.

Согласно полученным данным, в начальные фазы межледниковья, горизонты торфа в разрезах Заповедник-1 и Заповедник-2 формировались в условиях неглубоких, хорошо прогреваемых озер, богатых органическим веществом. Но характер развития водоемов несколько отличается. Если для разреза Заповедник-1 данные карпологического анализа указывают на достаточно стабильные условия небольшого озера, то материалы разреза Заповедник-2 могут свидетельствовать о зарастании и заболачивании водоема. Вероятно, к концу «зоны дуба» небольшое озеро перестает существовать, и вышележащие слои торфа накапливались в условиях временами пересыхающего болота.

Наиболее теплые фазы межледниковья (зоны М5 и М6) более полно охарактеризованы палеоботаническими данными в разрезе Заповедник-1. Из древесных пород здесь, помимо остатков ели, сосны и березы, были определены орешек граба (*Carpinus betulus*). Карпологические ассоциации, отражают наиболее богатую водную и прибрежную растительность в данном водоеме, в которой заметную роль играли виды «бразениевого комплекса»: *Brasenia holsatica*, *Trapa natans*, *Potamogeton cf. acutifolius*. Вероятно, в этот период в водоеме складывались наиболее благоприятные условия для произрастания этих видов и захоронения их остатков. Вместе с тем, было вновь зафиксировано появление гипоарктического вида *Selaginella selaginoides*. В разрезе Заповедник-2 зоны М5 и М6 выражены нечетко. Возможно, это связано с переры-

вами в осадконакоплении. Карпологические остатки, многочисленные в нижележащих слоях торфа практически исчезают.

Завершающий этап межледниковья, «зона ели» М7. Во всех изученных разрезах на этом интервале наблюдается заметное снижение количества и разнообразия карпоидов, в первую очередь – за счет исчезновения остатков подавляющего большинства отмеченных ранее видов «бразениевого комплекса». Видимо, это связано с целым рядом причин: изменениями климата, и соответственно, режима водоемов, их растительности, характере осадконакопления и тафономических условий. Другая характерная особенность – заметное присутствие мегаспор *Selaginella selaginoides*. Характер вмещающих пород и состав карпологических ассоциаций, отвечающих «зоне ели», несколько отличается в изученных скважинах. Так, в разрезе Заповедник-1 этому этапу довольно четко соответствует прослой сильно разложившегося торфа, содержащий немногочисленные карпоиды водных и прибрежных растений. В разрезе Заповедник-2 зоне ели в какой-то мере может соответствовать бедная карпоидами толща торфа, вероятно, болотного происхождения.

М8 и начало валдайского оледенения. Наиболее полная карпологическая характеристика для рассматриваемой территории была получена из гиттии в разрезе Заповедник-1. Необходимо заметить, что в обоих изученных разрезах границы между торфом и гиттией, локальными пыльцевыми и карпологическими зонами практически совпадают. Для отложений зоны М8 и, частично, первого послемиккулинского похолодания, характерно присутствие остатков следующих видов: *Batrachium* sp., *Selaginella selaginoides*, *Characeae* gen. indet., *Potamogeton alpinus*, *P. filiformis*. Интересна находка эндокарпиев вымершего плейстоценового вида *Potamogeton dorofeevii*, характерного для флор начальных и завершающих фаз межледниковий, а также умеренных интерстадиалов с лесной растительностью [Величkevич, 1982]. Литологическое строение и данные карпологического анализа свидетельствует о значительных изменениях в режиме водоема: повышение уровня воды, уменьшение трофности.

В последующие фазы ранневалдайского оледенения в водоемах ЦЛГЗ происходило накопление озерных глин, бедных растительными остатками (Заповедник-1) и покровных суглинков (в основном – Заповедник-2). Современное заболачивание на изученных точках развивается со второй половины голоцена.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №05-05-64479



ЛИТЕРАТУРА

Величкевич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 208 с.

Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Герасимов И.П. и А.А. Величко (ред.) Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (атлас-монография). М.: Наука, 1982. С. 79–85.

Минаева Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Сулержицкий Л.Д., Успенская О.Н. Новые сведения о возрасте межстадиальных отложений торфа на территории Централь-

лесного заповедника (Тверская область) // Квартер-2005. Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Под ред. Н.П. Юшкина. Сыктывкар: Геопринт. С. 267–269.

Соколов Н.Н. Рельеф и четвертичных отложений Центрального лесного заповедника // Ученые зап. ЛГУ. 1949. Серия геогр. №124, вып. 6. С. 52–155.

Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ ФАУН МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ-ГОЛОЦЕНА БЕЛАРУСИ

Д.Л. Иванов

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь; geoivanov.mail.ru

Выявленные в последнее время новые местонахождения микротериофауны позднеледниковья-голоцена (на территории республики известно 42 местонахождения микромаммалий этого времени) и комплексное изучение разрезов, позволило уточнить и дополнить, опубликованные ранее материалы [4–7, 9 и др.] по биостратиграфии позднеледниковой и голоценовой микротериофауны региона.

Проведение биостратиграфических корреляций голоценовой микротериофауны в отличие от более ранних этапов четвертичного периода имеет ряд особенностей.

Голоцен, как наиболее близкий к нам геологический отрезок, охватывает относительно небольшой интервал времени, поэтому голоценовые местонахождения отличаются более высоким видовым разнообразием ископаемых остатков и отсутствием усредненности материала, характерной для фаун плейстоценового времени. Это позволяет проследить соотношение, как экологических группировок животных, так и отдельных видов в них. При этом и соотношение количества экологических групп, и удельный вес отдельных видов в общей структуре микротериокомплексов изменяется не только во времени, на каждом отдельном этапе на протяжении голоцена, но и в пространстве, в зависимости от экологически условий биотопов, в которых они существовали.

При биостратиграфических корреляциях квартера используются наиболее доказанные филогенетические линии основных руководящих групп грызунов и зайцеобразных, которые отражаются на их морфологии. Однако, голоцен является недостаточно протяженным отрезком времени, чтобы могли возникнуть принципиальные эволюционные изменения родового или видового ранга, отраженные в морфоло-

гических и морфологических изменениях моляров. Изучение морфологической изменчивости морфотипов моляров M_1 и M^3 [2, 3, 8] голоценовых и рецентных животных показали, что географическая изменчивость оказалась значительно шире исторической (эволюционной), она накладывается на историческую и перекрывает ее, что не дает возможности проводить корреляции фоссилий из разных регионов по историческим срезам голоцена и использовать морфологические характеристики в целях стратиграфии голоцена.

Установлено [4,9 и др.], что формирование современной микротериофауны региона проходило миграционным путем за счет обогащения и постепенного вытеснения тундростепных сообществ и замены их лесными. Все это дает основание использовать при биостратиграфических корреляциях фаун позднеледниковья и голоцена, в отличие от более древних плейстоценовых, соотношение экологических групп животных в общей структуре микротериокомплексов этого времени и динамику видового состава в этих ландшафтно-экологических группах. Значительное внимание при этом придавалось времени появления и динамике удельного веса отдельных индикаторных видов мелких млекопитающих.

Указанные особенности позволили выделить в истории развития микротериокомплексов позднеледниковья-голоцена Беларуси 9 этапов. Они отражают количественные и качественные изменения в составе микротериофауны, обусловленные динамикой ландшафтов и изменением климатических условий, а начиная со второй половины среднего голоцена – и антрополическим воздействием на биоценозы. При этом определены типичные экологические ассоциации и группы микромаммалий для каждого временного среза (рис. 1).



Рис. Динамика структуры микротериокомплексов Беларуси в позднеледниковье-голоцене

Lemmus sibiricus Kerr. – доминантные и содоминантные виды

Apodemus silvaticus L., – индикаторные обычные и редкие виды

M. subterraneus Sel-Long. – индикаторные очень редкие виды

* *M. arvalis* Pall. – в естественных лесных биоценозах и биоценозах речных долин достигает только уровня обычного вида, но в трансформированных «безлесых» ландшафтах она является содоминантным и доминантным видом;

— — — — — предполагаемый удельный вес (вследствие отсутствия материалов или тафономических особенностей накопления);

? – остатки для данных этапов по имеющимся материалам, отсутствуют, но, возможно, в дальнейшем будут выявлены

— — — — — редкие и очень редкие виды, остатки которых обнаружены не во всех местонахождениях, либо ареал которых прерывистый (для рецентных сообществ)

¹ – радиоуглеродные датировки выполнены для вышележащих слоев;

² – для ниже залегающего слоя

Цифровые градации и буквенные индексы оценок классов доминирования и численности видов

Доминирование		Количество (словесная оценка)	Классы доминирования и количества	
%	Словесная оценка			
< 0,5	Третьестепенный	Очень редкий	Д	
0,6–1,5	Второстепенный	Редкий	Г	
1,6–9,9	Субдоминант	Обычный	В	
10,0–29,9	Содоминант	Многочисленный	Б	
30 и >	Доминант	Очень многочисленный	А	

Позднеледниковый этап. Фауна валдайского позднеледниковья развивалась в условиях активной дегляциации во время интерстадиальных эпох (интерстадиалы: раунисс, бёллинг, аллерёд), которые прерывались довольно продолжительными стадиальными похолоданиями (ранне-, средне- и позднелиасовые стадиалы), что наложило свой отпечаток на природные условия этого времени.

Интерстадиальные эпохи: **ВL, AL.** *Тундролесная со степными элементами ассоциация перигляциальных фаун.* **Местонахождения:** **Пашино.**

По-прежнему многочисленна группа тундровых биотопов (*Dicrostonyx quilielmi* Sanford, *Lemmus sibiricus* Kerr, *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pallas), хотя их удельный вес снизился (33,6%). Сокращается до 2,5% вес и степной группировки, в составе которой отсутствуют узкоспециализированные виды. Появляется и становится доминирующей группа интразональных видов: *Arvicola terrestris* L., *Microtus oeconomus* Pall., *M. agrestis* L. (более 50% остатков). Появляются первые представители зональных лесных биотопов – *Cl. glareolus* Schreb., *Sorex minutus* L., *S. araneus* L. (более 13%).

Руководящая группа видов: *Dicrostonyx quilielmi (torquatus) Sanf., Lemmus sibiricus Kerr., Cl. glareolus Schreb., M. gregalis Pall., Arvicola terrestris L. (M. oeconomus Pall., M. agrestis L.) + Cricetus cricetus L., Ochotona cf. pusilla* Pall.

Стадиальные эпохи: **DR-I, DR-II, DR-III.** *Тундростепная ассоциация перигляциальных фаун с доминированием тундровых элементов.* **Местонахождения:** **Гожа-2, Волосово.**

Отсутствуют лесные виды, существенно сокращается до полного исчезновения на севере республики количество представителей интразональных (околоводных) биотопов. Многочисленны представители тундры и лесотундры (более 90%) – *Dicrostonyx quilielmi* Sanford, *Lemmus sibiricus* Kerr, *Microtus (Stenocranius) gregalis* (Pallas). Обогащается видовой состав и возрастает удельный вес степных видов (около 4%), снова появляются узкоспециализированные представители степей и пустынь *Lagurus lagurus* Pall.

Руководящая группа видов: *Dicrostonyx quilielmi (torquatus) Sanf., Lemmus sibiricus Kerr., Microtus gregalis Pall., Lagurus lagurus Pall., Ochotona cf. pusilla* Pall. + *Arvicola terrestris* L., (*Microtus oeconomus* Pall., *M. agrestis* L.)?.

Голоценовый этап.

Пребореальный период: **PВ-I (sd I-1).** *Лесная фауна с элементами тундры и степи.* **Местонахождения:** **Бурое, Пласковцы.**

Происходит постепенная смена тундростепных ассоциаций фауны (около 5%) лесными и лесолуговыми сообществами животных. Снова и уже окончательно исчезают узковариабельные степные и полупустынные виды.



Заметно увеличивается количество (29%) и обогащается видовая структура лесного комплекса в составе которого наряду с *Cl. glareolus* Schreb., *Sorex minutus* L., *S. araneus* L. появляются виды южно-таёжных и смешанных лесов – *Microtus arvalis* Pall., *S. isodon* Tur., *A. silvaticus* L., *Erinaceus aff. europaeus* L., *Sicista* sp..

Основной доминант – интразональная околоводная группа видов (около 65% остатков) в составе которой появляются *Neomys cf. anomalus* Cabr., *Desmana moschata* L.

Руководящая группа видов: *M. oeconomus* Pall., (*M. agrestis* L., *M. arvalis* Pall.), *Arvicola terrestris* L., *Cl. glareolus* Schreb. + *Sorex araneus* L., *S. isodon* Tur., *Apodemus silvaticus* L., *M. gregalis* Pall., *Lemmus sibiricus* Kerr., *Dicrostonyx torquatus* Sanf., *Cricetus cricetus* L., *Ochotona cf. pusilla* Pall.

РВ-II (sd I-2). Ассоциация северо-среднетаёжных и смешанных лесов лесного комплекса. Местонахождения: Пески-4, Пески-5, Лопатино, Чериков, Заболотье.

Отмечается дальнейшее сокращение тундростепной ассоциации. Она представлена всего тремя видами: *M. gregalis* Pall., *Lemmus sibiricus* Kerr., *Dicrostonyx torquatus* Sanf., (более 4%). Названные виды встречаются в таком составе не во всех местонахождениях этого времени, что указывает на распад их цельного ареала на отдельные изолированные участки. Полностью исчезают степные животные. Удельный вес видов лесного комплекса резко увеличивается (около 44%), среди них впервые появляются *A. flavicollis* Melch., *Talpa europaea* L. и нынешние синантропные виды – *Mus musculus* L., *Rattus norvegicus* Ber.. В составе интразональных околоводных биотопов появляются бобры и куторы (*Castor fiber* L., *Neomys fodiens* Pen.).

Руководящая группа видов: *Arvicola terrestris* L., *Cl. glareolus* Schreb., *M. agrestis* L., (*M. arvalis* Pall., *M. oeconomus* Pall.) + *Sorex araneus* L., *S. isodon* Tur., *Apodemus silvaticus* L., *A. flavicollis* Melch., *Microtus gregalis* Pall., (*Lemmus sibiricus* Kerr., *Dicrostonyx torquatus* Sanf.).

Бореальный период. ВО-I (sd II-1). Среднетаёжная ассоциация лесного комплекса с элементами широколиственных лесов. Местонахождения: Пески-2, Брод, Слобода Двинская, Дрозды, Кухаровка, Синявская Слобода, Пионерский (гор. 2), Лунно.

В структуре микрофоссилий по-прежнему доминируют интразональные виды (более 50%), но сохраняется тенденция дальнейшего роста удельного веса представителей лесных биотопов, в составе которых сокращается количество открытых лесолуговых биотопов и впервые появляются узкоспециализированные представители широколиственных ле-

сов – *Microtus subterraneus* Sel.-Long. Представители тундровых биотопов на этом этапе встречаются единично, их удельный вес снижается до 3%.

Руководящая группа видов: *Arvicola terrestris* L., *Cl. glareolus* Schreb., *M. oeconomus* Pall., (*M. arvalis* Pall., *M. agrestis* L.) + *Apodemus flavicollis* Melch., *Sorex araneus* L., *A. silvaticus* L., *M. subterraneus* Sel.-Long., *S. isodon* Tur.

ВО-II (sd II-2). Ассоциация южно-таежных и широколиственных лесов лесного комплекса. Местонахождения: Зельва; Семёновичи-2; Пески-1 (расч; 5), Пески-3; Лузиновка.

Значительно снижается удельный вес интразональных видов (29%), с одновременным увеличением веса представителей лесных биотопов до 70% в конце периода. Представители лесного комплекса становятся доминирующими. В его составе снижается удельный вес представителей открытых лесолуговых биотопов (менее 5%) и возрастает доля видов таёжных и смешанных лесов в среднем до 73%. Впервые представитель этой группы *Clethrionomys glareolus* Schreb. становится абсолютным доминантом (более 51% остатков). В составе лесного комплекса возрастает значение группы южно-таежно-широколиственных лесов (почти 14%), особенно узкоспециализированного представителя широколиственных лесов – *M. subterraneus* Sel.-Long. (8%). Практически полностью деградирует тундростепной комплекс (менее 1%). Окончательно исчезают сибирские и копытные лемминги и только *Microtus gregalis* Pall. встречается до конца бореала, хотя ее остатки обнаружены только в одном местонахождении этого времени.

Руководящая группа видов: *Cl. glareolus* Schreb., *Arvicola terrestris* L., *M. agrestis* L., (*M. oeconomus* Pall.), *A. flavicollis* Melch., *M. subterraneus* Sel.-Long., *M. arvalis* Pall., *Sorex araneus* L., *S. minutus* L., *S. coecutiens* Laxm., *S. isodon* Tur.

Атлантический период АТ (sd III I-3). Ассоциация широколиственных лесов лесного комплекса. Местонахождения: Воронча; Заречье, Кирово, Пионерский (гор.1).

Лесной комплекс достигает своего апогея – более 88% остатков. Его видовой состав значительно расширяется за счет групп южнотаежно-широколиственных и особенно широколиственных лесов, их удельный вес достигает максимума за весь голоцен (40 и 31% соответственно). Широко распространяются *M. subterraneus* Sel.-Long., *A. flavicollis* Melch., появляются сони – *Glis glis* L., *Dyromys cf. mitedula* Pall., *Muscardinus* sp., белозубки – *Crociodura suaveolens* Pall.

Представители открытых лесолуговых сообществ в лесном комплексе имеют минимальное значение (около 1%). Максимально за весь голоцен



сокращается удельный вес интразональных околоводных сообществ животных (около 12%).

Руководящая группа видов: *Cl. glareolus* Schreb., *M. subterraneus* Sel.-Long., *A. flavicollis* Melch., *Sorex araneus* L., *Arvicola terrestris* L., (*M. agrestis* L., *M. oeconomus* Pall.), *S. coecutiens* Laxm., *M. arvalis* Pall., *S. minutus* L., *Sicista betulina* Pall., *Glis glis* L., *Muscardinus* sp., *Dyromys* cf. *mitedula* Pall.

Суббореальный период. SB (sd IY 1-3). Ассоциация южно-таежных и широколиственных лесов лесного комплекса. Местонахождения: Новые Рутковичи; Семеновичи -1.

На протяжении периода новых видов в составе микротериофауны не появляется. Отмечается снижение удельного веса лесного комплекса видов, хотя они по-прежнему являются доминирующей группой, и увеличение роли интразональных видов (до 47%).

В лесном комплексе возрастает роль как представителей таежных и смешанных лесов (52%), так и открытых лесолуговых биотопов (18%), за счет снижения сообществ южнотаежно-широколиственных и широколиственных лесов до 15% (рис. 1).

Руководящая группа видов: *Cl. glareolus* Schreb., *Arvicola terrestris* L., (*M. agrestis* L., *M. oeconomus* Pall.), *Sorex araneus* L., *M. arvalis* Pall., *A. flavicollis* Melch., *M. subterraneus* Sel.-Long., *Apodemus silvaticus* L., *S. minutus* L.

Поздний голоцен – современность. SA (sa Y 1-3). Ассоциация средне-таежных и лесолуговых биотопов с элементами широколиственных лесов. Местонахождения: Ястребка; современная рецентная фауна.

Доминирующей группой становятся представители хвойных и смешанных лесов (около 61 % в долинах рек), основу которых составляют рыжие лесные полевки и лесные мыши. Значительно возрастает удельный вес видов открытых лесолуговых ландшафтов – *M. arvalis* Pall. и *Apodemus agrarius* Pall. Распространяются синантропные виды – домовые мыши и крысы.

Редкими и очень редкими становятся виды широколиственных лесов – *Glis glis* L., *Dyromys* cf. *mitedula* Pall., *Muscardinus* sp.. Сокращается численность и сужается ареал *Crocidura suaveolens* Pall. Цельный ареал *M. subterraneus* Sel.-Long распадается на отдельные изолированные участки. Появляются виды доминанты с высокими значениями доминирования. Это *Cl. glareolus* Schreb., удельный вес которой в структуре рецентных сообществ колеблется от 33 до 51%. Количество содоминантов сокращается до 1–2 видов, ими чаще всего являются *A. flavicollis* Melch. и *M. arvalis* Pall., последняя, в зависимости от характера биотопов, может замещаться *Sorex araneus* L. – *Microtus agrestis* L.

Руководящая группа видов: *Cl. glareolus* Schreb., *M. arvalis* Pall., *Sorex araneus* L., *Arvicola terrestris* L., *A. flavicollis* Melch., *M. agrestis* L., *M. oeconomus* Pall., *A. agrarius* Pall., *A. silvaticus* L.

Таким образом, выделенные для каждого этапа позднеледниковья-голоцена Беларуси руководящие группы видов мелких млекопитающих, могут использоваться при стратиграфических корреляциях осадочных толщ этого геологического отрезка времени. Предложенная последовательность динамики микротериокомплексов в большей степени соответствует событийной стратиграфии и непосредственно коррелирует с данными других био-стратиграфических и палеогеографических методов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Махнач Н.А. и др. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси // Литасфера. 2005. № 1(22). С. 157–163.
2. Иванов Д.Л., Рождественская А.С. Морфологическая изменчивость рисунка жевательной поверхности коренных зубов водяной полевки Беларуси: деп. в ВИНТИ 14.12.1992 г. 3525-В 92.
3. Иваноў Дз. Л. Геаграфічныя асаблівасці прасторава-часовай зменлівасці маляроў M_1 і M^3 *A. terrestris* L. галацэну Беларусі // Весці БДПУ. 2001. № 2(28). С. 177–186.
4. Иванов Д.Л. Видовое разнообразие микротериокомплексов позднеледниковья-голоцена Беларуси как индикатор условий среды // Литосфера. № 2 (23). 2005. С. 45–53.
5. Мотузко А.Н. Возможности использования фауны мелких млекопитающих для стратиграфии верхнеплейстоценовых отложений // Четвертичный период. Палеонтология и археология. 1989. С. 44–52.
6. Мотузко А.Н. Узкочерепная полевка (*Stenocranius gregalis* Pallas) в ископаемых фаунах кайнозоя Белоруссии // Флора и фауна кайнозоя Белоруссии. Мн., 1992. С. 133–149.
7. Надаховский А., Мотузко А.Н., Иванов Д.Л. Стратиграфия четвертичных отложений Беларуси, Польши и соседних территорий на основании изучения мелких млекопитающих // Стратиграфия и палеонтология геологических формаций Беларуси: м-лы Междунар. науч. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. А.В. Фурсенко. Мн., 2003. С. 217–224.
8. Ivanov D. About the Geographical and Historical Variability of the Structure and Size of Molars M_1 and M^3 *Arvicola terrestris* L. from Belarus // Morphology, ICVM-6 Abstracts. 2001. P. 245.
9. Motuzko A., Ivanov D. The role of Valdaj rodent faunas in forving of small mammals // Acta zoolog. cracov., 39(1). Krakov, 1996. H. 381–386.



ГЕОХИМИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЗОВЬЯХ РЕКИ АДЫЧА (СЕВЕРНАЯ ЯКУТИЯ)

В.В. Иванова¹, П.А. Никольский²

¹*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» (ФГУП «ВНИИОкеангеология»), 190021, Санкт-Петербург, Английский пр., д. 1.*

²*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7.*

Опорным разрезом четвертичных отложений низовьев р. Адычи (правый приток р. Яны в среднем течении) является Улахан Суллар. Разрез расположен на правом берегу р. Адыча, в 8 км вниз по течению от пос. Бетенкес (по прямой). В этом месте река размывает аллювиальную равнину высотой до 65–70 м н.у.р. Разрез Улахан-Суллар ранее был исследован В.Ф. Гончаровым и А.С. Титковым [1968], А.И. Томской и Г.М. Саввиновой [1971], Т.Н. Каплиной с соавторами [1983].

В 2004–2006 году для получения дополнительных сведений о генезисе и возрасте четвертичных образований, а также для палеоклиматических реконструкций на обнажении Улахан Сулар были опробованы четвертичные отложения по нескольким расчисткам, полигонально-жильные льды различных генераций и пластовые льды, отобраны пробы современных поверхностных вод.

Принципиальная возможность реконструкции обстановок осадконакопления на основании геохимических данных определяется существованием тесной связи между геологическими процессами, обуславливающими накопление осадков и распределениями концентраций химических элементов в них. Изменение геотектонических, климатических, гидрохимических и других условий седиментации находят отражение в соответствующих изменениях геохимических особенностей формирующихся осадков.

С целью выбора наиболее информативных элементов-индикаторов и типоморфных ассоциаций, наиболее адекватно отражающих изменение геохимической, литофациальной и палеогеографической обстановки, изучались кривые распределения нормированных на NASC [Gromet et al., 1984] содержания элементов и кривые распределения отношений геохимических пар: Ca/Al, Ca/Fe, Mn/Fe, Ca/Sr, Fe/Al, Li/Sr, Mg/Zr, Ca/P, Fe/Al, Co/Zr.

Распределение нормированных содержания элементов и отношений геохимических пар отражает как фациальный состав четвертичных отложений, так и изменение условий седиментации в процессе диагенеза. По геохимическим данным разрез Улахан-Суллар можно разделить на две толщи. Нижняя толща, до высоты 8–10 м, отличается пестротой фациального состава. Алевриты и пески этой толщи характеризуются повышенными содержаниями

сидерофильных и халькофильных элементов, причем максимальные содержания их присущи алевритам. Геохимическими маркерами окислительно-восстановительных и сорбционных условий являются Fe, Mn, Co, Cr, V, Cu и P.

Верхняя толща отличается монотонностью фациального состава (пески хорошей сортировки, до 95% представлено фракцией < 0,2 мм), очень низким содержанием тяжелой фракции, повышенным содержанием литофильных элементов, низким содержанием сидерофилов и халькофилов.

Соответственно, можно предполагать, что нижняя толща имеет аллювиальный, а верхняя – преимущественно эоловый генезис.

Распределение отношений геохимических пар, характеризующее, в первую очередь, интенсивность процессов выветривания, позволяет сделать вывод о том, что породы верхней толщи формировались в более холодной обстановке.

Также интерес представляет изучение отношения Mn/Fe. В гипергенных условиях литогенеза они дифференцируются вследствие значительных различий в их окислительных потенциалах. Двухвалентное железо легко окисляется в щелочной и среднекислой среде, для окисления марганца требуется более высокий потенциал. В то время, как железо окисляется и выпадает в осадок, марганец остается в растворе и мигрирует, пока не встретит более окислительной обстановки. Гидроокись железа выпадает при pH 5–6, гидроокись Mn – при pH 8–8,5. Окислы марганца неустойчивы вследствие восстанавливающего действия органического вещества. Поэтому в зоне гипергенеза Mn мигрирует в участки, где слишком мало органического вещества, где он может выпадать в осадок в виде окиси, карбоната или силиката в зависимости от pH и концентрации соответствующих анионов. Накопление марганца (максимальные значения отношения Mn/Fe) происходит в более щелочных условиях и при более высоком Eh. Подобная обстановка существовала при формировании пород нижней части разреза. Возможно, образование линз алевритов происходило в пойменных условиях, при контакте болотных и речных вод.

Сводная выборка проб четвертичных отложений была обработана методами корреляционного и кластерного анализа.



Результаты корреляционного и кластерного анализа позволяют выделить 2 антагонистические геохимические ассоциации, связанные между собой отрицательными коэффициентами корреляции. Это: Al, Ba, Ca, K, Mg, Na, Sr, Rb и Fe, Mn, Ni, Ti, Zn, P, Sc, V, Cr, Co, Cu, Ga, Y, Zr, Mo, Sn, Pb.

Первая из них отражает минеральный состав четвертичных отложений (плаггиоклаз, калиевый полевой шпат, мусковит). Вторая – фаціальную принадлежность пород и изменение физико-химических условий диагенеза.

Выборка проб четвертичных отложений была обработана методом факторного анализа в модели главных компонент. Выделено 3 ведущих фактора, объясняющие 87% изменчивости системы (табл.)

Таблица. Структура ведущих факторов

	Factor1	Factor2	Factor3
Al	0,04	-0,82	-0,06
Ba	-0,28	-0,84	-0,37
Ca	-0,17	-0,84	-0,13
Fe	0,94	0,23	0,20
K	-0,36	-0,76	-0,44
Mg	-0,14	-0,94	-0,03
Mn	0,91	0,25	-0,03
Na	-0,70	-0,55	-0,24
Sr	-0,53	-0,68	-0,32
Ti	0,03	0,16	0,92
Zn	0,74	0,10	0,36
P	0,80	0,21	0,45
V	0,86	0,16	0,45
Cr	0,79	0,08	0,54
Co	0,91	0,33	0,21
Ni	0,93	0,22	0,24
Cu	0,90	-0,04	-0,25
Y	0,73	0,03	0,64
Zr	0,28	0,30	0,83
Sn	0,88	0,22	0,18
Pb	0,97	0,19	-0,02
Prp.Totl	46,00	25,00	16,00

Первый фактор, на долю которого приходится 46% общей изменчивости, связан с физико-химическими процессами в ходе диагенеза, различной миграционной способностью элементов в условиях криолитозоны (палеоклиматические условия), аутигенной минерализацией. Ведущую роль в структуре второго фактора занимают главные породообразующие элементы, что может быть отражением различного генезиса верхней и нижней толщи четвертичных отложений, слагающих разрез. На геохимической диаграмме в координатах первых двух главных факторов (рис.) видно, что пробы обособлены в поля в зависимости от местоположения в стратиграфическом разрезе, причем факторная диаграмма отражает как фаціальный состав (алевриты и пески), так и условия образования пород верхней и нижней толщи.

ЛИТЕРАТУРА

Гончаров В.Ф., Тутков А.С. Кайнозойские отложения Дербекнской, Туостахской и Адычанской впадин // Кайнозой Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968.

Каплина Т.Н., Карташова Г.Г., Никитин В.П., Шилова Г.Н. Новые данные о песчаной толще Туостахской впадины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 52. 1983.

Томская А.И., Саввинова Г.М. Спорово-пыльцевые спектры плейстоценовых отложений бассейна среднего течения р. Яны // Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1971.

Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A. and Korotey R.L. The North American Shale Composit: Its composition, major, and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. 1984. Acta, 48: 2469–2482.

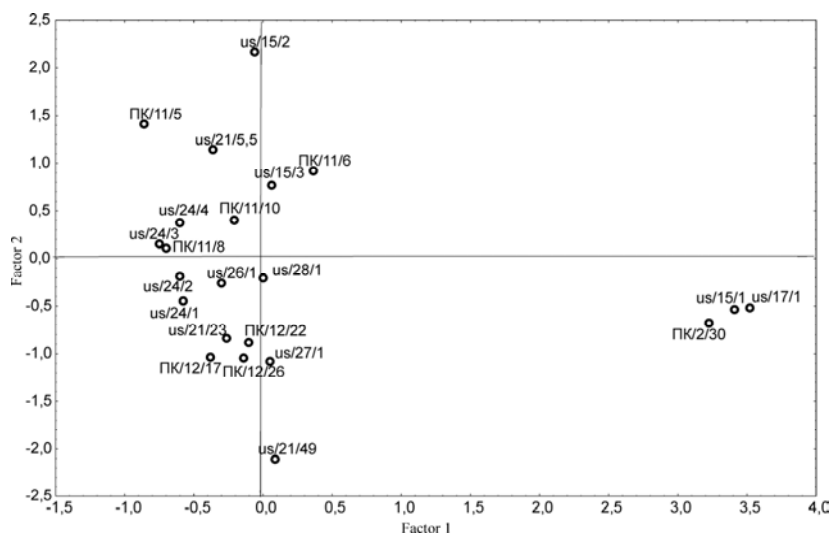


Рис. Структура геохимического поля в координатах двух первых факторов



ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ГЛУБОКОВОДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

Е.Д. Иванова, О.Ю. Пшенева, С.А. Горбаренко

Современные бентосные фораминиферы заселяют практически все участки морского дна и прекрасно характеризуют различные экологические условия морских водоемов. Восприимчивость БФ к изменению среды обитания, хорошая сохранность в ископаемом состоянии и отсутствие эволюционных изменений в течении четвертичного периода позволяет использовать их для палеоэкологических реконструкций.

С этой целью были изучены образцы осадков из верхней части (210–0) см глубоководной колонки четвертичных отложений MD01-2416, отобранной в 122 рейсе «Marion Duffresne в точке 51 16.08 N 167 43.53 E (гл. 2317 м, северо-западная часть Тихого океана). Пробы изучались через каждые 2 см в интервале 32–210 см во фракциях >25 м, >15 м и >63 м. Выделенные в колонке комплексы бентосных фораминифер характеризуются высокими значениями суммарной численности (около 1400 экз / 1 г) и большим разнообразием видового состава (определено около 100 видов, не считая единичные экземпляры). Бентосная микрофауна представлена в основном известковыми формами, обнаружено также 10 агглютинированных видов, среди которых преобладают представители родов *Rhabdammina* и *Karreriella*.

Среди крупных известковых форм преобладают: *Valvulineria sadonica* Asano, представители рода *Melonis*, *Brizalina pacifica* Cushman and McCulloch (виды, обычные для условий высокой продуктивности); *Uvigerina auberiana* d'Orbigny, *Cassidulina californica* Cushman & Hughes (= *C. norvangi* Thalmann), *Gyroidina orbicularis* d'Orbigny (адаптированные к олиготрофным условиям с относительно низким содержанием органического карбона и высокой насыщенностью кислородом придонных вод). Важную роль в комплексах играют мелкие формы бентосной микрофауны, т.н. оппортунистические виды: *Alabaminella weddellensis* Earland, *Epistominella exigua* (Brady), представители рода *Stainfortia*, характерные для условий сезонного потока фитодетрита на дно.

На основании данных изотопно-кислородного, радиоуглеродного анализов и магнитной восприимчивости [Sarnthein et al., 2006], было выполнено стратиграфическое расчленение исследуемой части колонки, показывающее, что формирование осадков происходило в течение позднего ледникового – голоцена. Анализ распределения видов БФ по разрезу, видовой состав комплексов и суммарная численность фораминифер (рис. 1), а также сопостав-

ление полученных данных с данными стратиграфии позволили выделить следующие интервалы:

Интервал **210–204 см**: характеризуется достаточно высоким содержанием общей численности БФ и количества видов. Максимум приходится на 206 см. Интервал **204–199 см** выделен по снижению численности видов и общего количества БФ. Отмечен рост относительного содержания *Alabaminella weddellensis* на фоне снижения численности других оппортунистических видов. Также растет процентное содержание *Uvigerina auberiana* и представителей рода *Melonis*. Интервал **199–176 см** характеризуется стабильным содержанием общей численности БФ с незначительной тенденцией к увеличению. При этом видовое разнообразие претерпевает более значительные изменения. Максимальные значения отмечены для видов *Brizalina pacifica*, *Alabaminella weddellensis*, *Epistominella exigua*. В то же время после некоторого увеличения уменьшается содержание видов *Uvigerina auberiana*, *Cassidulina teretis Tappan*, представителей рода *Melonis*. Интервал **176–159 см** выделяется по стабильному снижению видов-индикаторов продуктивности и увеличению содержания аэробных видов (oxic). Динамика развития комплексов БФ в интервале **159–139 см** имеет ту же направленность, что и в предыдущем интервале (по нашему мнению оба интервала могут быть объединены в один с границами **176–139 см**). Интервал **139–118 см** выделяется по резкому увеличению содержания оппортунистических видов на фоне значительного снижения численности видов-индикаторов как продуктивности так и аэрации. Общие тенденции развития комплексов БФ в **инт. 118–100 см** сходны с предыдущим интервалом. Однако следует отметить резкое увеличение содержания представителей рода *Stainfortia* на фоне полного исчезновения видов-индикаторов продуктивности, также отмечается увеличение численности аэробных видов. Интервале **100–74 см** происходит существенное увеличение общей численности БФ. Происходит всплеск роста числа видов-маркеров продуктивности, сохраняются высокие значения содержания аэробных видов. Интервал **74–65 см** выделяется по резкому уменьшению видового разнообразия и суммарной численности БФ. Содержание продуктивных видов уменьшается до полного исчезновения, несколько снижается число оппортунистических видов. При этом число аэробных видов значительно увеличивается. Интервал **65–51 см** выделяется по максимальным зна-

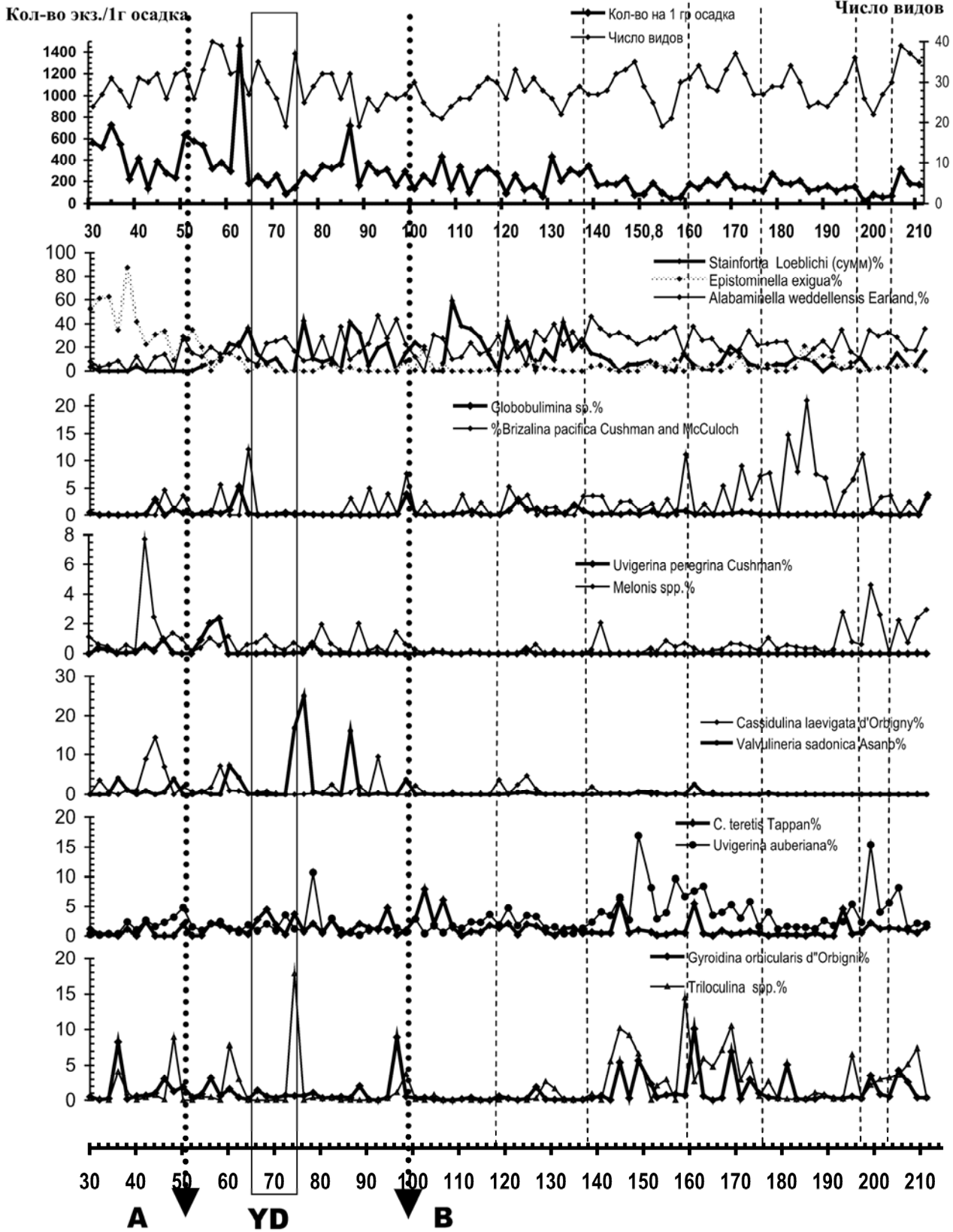


Рис. Относительное содержание БФ в скв. MD01-2416



чениям количественных параметров. Пик общей численности БФ обеспечивается содержанием видов-оппортунистов, разнообразие таксономического состава обусловлено, вероятно, наиболее благоприятными условиями окружающей среды в это время. Доминирующее положение занимают виды-индикаторы продуктивности, среди оппортунистических видов на первое место выходит *E.exigua*. Число аэробных видов несколько снижается, однако в целом их присутствие сохраняется. Интервал **51–30 см** характеризуется преобладанием видов-индикаторов продуктивности и резким увеличением содержания оппортунистического вида *E.exigua*. Численность аэробных видов уменьшается.

Изучение бентосной микрофауны из глубоководной колонки MD01-2416 позволило проследить основные закономерности развития сообществ бентосных фораминифер в зависимости от определенных параметров донной среды и их связь с глобальными изменениями климата. В результате проведенных исследований были сделаны следующие выводы:

1. Особенностью, объединяющей все комплексы, является высокая численность двух доминирующих видов: *Alabaminella weddellensis* и *Uvigerina auberi-*

ana, толерантных к условиям низких температур и пульсирующего сезонного поступления на дно органических веществ. Быстрая реакция на кратковременные изменения окружающей среды объясняет их стабильно высокое содержание, иногда даже в тех осадках, где другие виды полностью исчезают.

2. Высокое содержание оппортунистических видов в комплексах, сформированных в холодные периоды, позволяет предположить, что были возможны экстремальные условия донной среды с нерегулярным поступлением органики на дно и эпизодическим недостатком кислорода.

3. Виды БФ, характеризующие условия высокой биопродуктивности и низкое содержание кислорода в данной колонке, обычны для периодов дегляциации, теплых событий терминаций 1А и 1Б, Голлоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Sarnthein M., Kiefer T., Grootes P.M., Elderfield H., Erlenkeuser H. Warming in the far northwestern Pacific promoted pre-Clovis immigration to America during Heinrich event 1 // *Geology*. 2006. V. 34, N 3. P. 141–144.

КЛИМАТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕГО ДОНА И МАКЕДОНИИ

Ю.И. Иосифова¹, А.К. Агаджанян²

¹Государственное предприятие «Аэрогеология», Региональный Межведомственный Стратиграфический Комитет Центра и Юга Русской равнины bars@aerogeologia.ru

²Палеонтологический институт РАН, aagadj@paleo.ru

Наиболее полные разрезы континентального квартера, зафиксированы в глубоких озерных котловинах, непрерывно заполнявшихся озерными осадками [Kolfshoten, 2003]. В Европе наиболее полный разрез квартера такого типа известен в Македонии около г. Салоники. Этот разрез (Тенаги Филлипон) пробурен с глубины 198 м, начиная с эпизода Харамильо (нижний плейстоцен) и оканчивается голоценом; в осадках выявлена также граница палеомагнитных эпох Брюнес–Матуяма. Полнота разреза среднего и верхнего плейстоцена позволила голландским палеоботаникам [Wijmstra, Smit, 1976; Wiel, Wijmstra, 1987a, b) установить по палинологическим диаграммам чередование интервалов, типичных для ледниковой и межледниковой Восточного Средиземноморья, коррелировать эти термо- и криомеры с климато-стратиграфическими шкалой изотопно-кислородных стадий (MIS 1-19) [Shackleton, 2000 и др.). Абсолютный возраст стадий MIS установлен астрономическим методом. Таким

образом, возраст климатических этапов Европы надежно обоснован хронометрически.

В разрезе Тенаги Филлипон нижняя половина среднего плейстоцена в промежутке от аналогов межледниковья Леканис–Гольштейн до границы Матуяма–Брюнес включает три интервала, свойственных ледниковым условиям (перигляциальные степи). Эти интервалы совпадают с MIS 12, 16 и 18.2. Важным является то, что горизонты эти – эльстер северо-западной Европы (MIS 12) и гляциал В кромера (MIS 16) характеризуются полным набором фаз растительности, формировавшихся во время образования вышеперечисленных мощных ледниковых покровов в северо-западной Европе. Криомер, совпадающий с MIS 18.2, отличается меньшей интенсивностью и характеризуется очень короткими фазами растительности внутри климатолита, что указывает на маленькую мощность ледникового щита. Необходимо подчеркнуть, что криомер, отвечающий MIS 14, вообще не



Отдел	периодность	изотопные ярусы	тыс. лет	Тенаги Филлипон					Верхний Дон									
				Палинозоны	Свиты	Термомер	Криомер	Растительность	Свиты	Термомер	Криомер	Типы фауны и флоры						
средний плейстоцен	Брюнес	10	364	XX	Леканис		Криомер	Степь лесостепь	Стрелицкая	Иржавицкая почва	Серая почва	Борисоглебский	Фауна моллюсков и млекопитающих степного типа <i>Ar. chosaricus</i>					
		11		5		Теплый и влажный	Листопадный дубовый лес с <i>Carpinus</i> , в верхнем поясе гор <i>Abies</i>											
				4		Теплый и влажный	Вечнозеленый дубовый лес, в верхнем поясе гор с листопадными <i>Quercus</i> и <i>Carpinus betulus</i>											
				3		Теплый и сухой	Сосновый лес с <i>Ericaceae</i> в подлеске											
		11.2	425	2	Теплый и сухой	Сосновый лес, в верхнем поясе гор с <i>Abies</i>	Язвы и космы сухой и теплой фазы?											
		11.3		1	Очень теплый и влажный	Листопадный дубовый лес с <i>Carpinus betulus</i>		Темно-серая почва										
		12	12	474	VV	Алистрати II		Ледниковые условия	Степь	Икорейская		криотурбации	Лесовый комплекс моллюсков					
		13	13.11		27		Термомер							Влажные дубовые или сосновые леса колхидского типа				
			13.12															
			13.13															
			13.2	28	Криомер	Лесостепь	?	?										
		13.3	29	Алистрати I	Термомер	Дубовые леса с <i>Abies</i> , <i>Zelcova</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Juglans</i>	Нижне-икорейская подсвета	Лесная фауна моллюсков и мелких млекопитающих с <i>Arvicola mosbachensis</i> , <i>Terricola gregaloides</i> , <i>Erinaceus</i>										
		14		528	30		Криомер	Степь	?	?	?							
		15	15.1	568	31C	Фалакрон	два термомера и один криомер	Чередование дубовых лесов <i>Ulmus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Juglans</i>	Мучкапская	?	?	?						
			15.2															
			15.3															
			15.4										31B	Криомер	Степи	Конаховский	Хвойно-широколиственные леса	
		15.5	31A	Термомер		Подрудинский	Степь											
		16		621	32			Ледниковые условия	Перигляциальные степи		Донская морена	Перигляциальный комплекс пыльцы и моллюсков						
		17		659	33	Ники	Термомер		Влажны темные дубовые леса с экзотами колхидского типа	Моисеевская	Вершинская почва	Фауны моллюсков и мелких млекопитающих лесного типа с <i>Desmana</i> , <i>Drepanosorex</i> , <i>Clethrionomys</i> , <i>Terricola</i>						
		18	18.2	717	34	Полистилос		Ледниковые условия	Перигляциальные степи	Веретьевская	Ростушский лесс	Сетульская морена	Лесовый комплекс моллюсков					
			18.3 верх											35	Термомер	Влажны темные дубовый вечнозеленый лес	Терновская почва	Теплая, сухая степь с влаголюбивыми моллюсками
			18.3 серед.											36	Криомер	Лесо-степь	Калачская	колешнянский лесс
18.3 низ	37		Термомер											Влажный дубовый лес с <i>Eucommia</i>	Троицкая почва	Теплая, сухая степь, населенная сусликами, <i>Spalax</i> , <i>P. pannonicus</i>		
18-19.1	760	38 верх	Просолсани II			Криомер			Покровская свита	Холодная степь с <i>Betula nana</i>								
18-19.1,2		38 низ									?	?	Флуктуации холодной сухой степи и открытых дубовых лесов	Зорькинская почва	Фауна мелких млекопитающих с участием: <i>Pliomys kretzoi</i> , <i>Terricola hintoni</i> , <i>T.gregaloides</i>			
19.3	787	39	Просолсани I	Термомер	Влажные, теплые, вечнозеленые дубовые леса с <i>Eucommia</i>	Петропавловская	Ветлянский лесс											



отражает ледниковых условий, а фиксирует лишь похолодание.

Строение плейстоцена Тенаги Филлипон характеризуется четырьмя реперными интервалами: граница Матуяма/Брюнес и тремя криомерами, которые отвечают ледниковьям. Бросается в глаза, что строение плейстоценовой толщи Тенаги Филлипон и Верхнего Дона совершенно аналогичны см. табл. Граница Матуяма/Брюнес в Македонии располагается в верхней части свиты Просолсани II, на Верхнем Дону – в терминальной части петропавловской свиты или на границе петропавловской и покровской свит. Ледниковье, разделяющее свиты Полистилос и Ники, совпадает с сетуньским оледенением (ростушским лессом или мореной южного Подмосковья). Ледниковье, вклинивающееся между термомерами (свитами) Ники и Фалакрон, совпадает с донской мореной. Ледниковье (Эльстер), разделяющее термомеры Алистрати II и Леканис, отвечает окской морене (=тафинской свите). Свита Полистилос имеет сложное строение. В ее основании располагается криомер, отвечающий, видимо, MIS 18.4, на Верхнем Дону это покровская свита или тростянский лесс. Средняя часть свиты Полистилос отвечает мощному влажному термомеру палинозоны 37, которая включает теплолюбивые деревья и остатки *Eucommia*. Этот термомер совпадает с нижней частью калачской свиты или троицкой почвой Верхнего Дона. Верхняя часть свиты Полистилос отвечает криомеру (палинозона 36 фиксирует лесостепь), а на Дону – верхней части калачской свиты или колешнянскому лессу. Терминальная часть Полистилос отвечает выразительному термомеру, охарактеризованному палинозоной 35 тепло- и влаголюбивым дубовым лесом с экзотами. На Верхнем Дону это, видимо, нижняя половина веретьевской свиты или терновская почва.

Межледниковье Ники характеризуется очень влаго- и теплолюбивыми лесами колхидского типа. Оно отвечает, по-видимому, моисеевской свите или вершинской почве.

Криомер, соответствующий MIS 16 или донскому оледенению перекрыт сложно построенным теплым и сухим межледниковьем Фалакрон, который включает 2 или 3 термомера, разделенных криомерами. На Дону и в центре Русской равнины широко распространены осадки мучкапского (рославльско-го) межледниковья, включающие глазовский и конаховский оптимумы, разделенные подрудьянским криомером (MIS 15.5–15.3).

Чрезвычайно существенно, что между межледниковьем Фалакрон и криомером MIS 12 (=эльстерской мореной) располагаются еще 2 термомера – свиты Алистрати I и Алистрати II (MIS 13.3 и MIS 13.1). В северо-западной Европе им отвечают, ви-

димо, межледниковья Кромер III Розмален и Кромер IV Ноорбергум. На Русской равнине этот интервал практически пропущен. На Верхнем Дону им, возможно, отвечает икорецкая свита [Иосифова и др., 2006].

Эльстерские (окские и др.) ледниковые отложения покрывают мощно выраженное межледниковье Леканис (MIS 11), очевидно оно коррелируется с термомерами Гольштейн [Turner, 1998] и Лихвин (на Дону стрелицкая свита и инжавинская почва). Интересно отметить, что межледниковье Леканис и Гольштейн содержат два оптимума 911.3 и 11.1, причем, наиболее интенсивно выражен нижний, разделенный теплой и сухой фазой (MIS 11.2). Аналогичное строение инжавинской почвы наблюдается в балке Мастюженка около г. Лиски.

Работа поддержана грантом РФФИ 05-04-48493а и Программой 25 Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы».

ЛИТЕРАТУРА

- Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В.* Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена (нижнего и среднего неоплейстоцена) Русской равнины // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб: Недра, 2006. С. 41–84.
- Kolfschoten T.V.* The Holstenien, the European terrestrial of marine isotope stage 11 // Programs and Abstract of the XVI INQUA Congress. 2003. USA. Nevada, 2003. P. 127.
- Turner Ch., Parfitt S., Candy A.* Interglacial Holstein as 11 MIS // Geological Congress. 2007. P. 102.
- Turner Ch., Iossifova Ju., Pisareva V., Semenov V.* 2003 Records of sequence of temperate and cold stages from early Middle pleistocene lacustrine deposits at Demshinsk, Lipetsk district, Central European Russia. XVI INQUA Congress. 45-2.
- Turner Ch.* Volcanic mar, long Quaternary sequences and the work of the INQUA Subommission on European Quaternary Stratigraphy // Quat. Internat. 1998. V. 47/48. P. 41–49.
- Wijmstra T.A. and Smit A.* Palynology of the middle part (30–78 m) of the 120 m deep section in Northern Greece (Macedonia). Acta Bot. Nederl. 1976. 25(4). P. 297–312.
- Van der Wiel and Wijmstra T.A.* Palynology of the lower part (78–120 m) of the core Tenaghi Phillipon, Middle Pleistocene of Macedonia, Greece // Review of Palaeobotany and Palynology. 1987a. V. 52. P. 73–88.
- Van der Wiel and Wijmstra T.A.* Palynology of the 112,8–197,8 m interval of the core Tenaghi Phillipon III, Middle Pleistocene of Macedonia, Greece // Review of Palaeobotany and Palynology. 1987b. V. 52. P. 89–117.



О ПОЛОЖЕНИИ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ – ПРОБЛЕМЫ И ВАРИАНТЫ

Ю.И. Иосифова¹, А.К. Агаджанян², В.В. Семенов³

¹НПО «Аэрогеология», Региональный стратиграфический комитет по югу и центру Русской равнины, ²Институт палеонтологии РАН, ³Институт географии РАН

Объем и положение нижней границы четвертичной системы дебатруется в стратиграфии более 200 лет. Содержание четвертичных пород отличается от более древних отложений кайнозоя тем, что реперные горизонты квартера характеризуются холодным (часто сухим) климатом, вплоть до образования ледниковых покровов охватывающих северную и среднюю части Европы в верхней половине квартера. Однако, волны холода в течение гелазия и плейстоцена фиксировались в квартере не один раз, поэтому начало четвертичной системы разными исследователями и в разных регионах принимались на различных стратиграфических уровнях.

1. Как известно, геологи севера-запада Европы (Голландия, Англия, Германия) установили, что в кайнозой древнейший наиболее интенсивный криохрон фиксируется в нижней части палеомагнитного хрона Матуяма (претегеленский ярус, сопоставляется с MIS 96–100 изотопно-кислородными океаническими ярусами). Состав флор отображает принципиально новый состав растительности, из которых в подстилающих отложениях впервые исчезают виды термофильных деревьев, а в пыльце – впервые появляются тундровые растения. Выше по разрезу квартера аналогичные растительные сообщества фиксируются во многих горизонтах, что обособляет новую систему в течение кайнозоя. Основание четвертичной системы обычно принимается по претегеленскому ярусу Нидерландов. Необходимо указать, что несколько ниже претегелена, в терминальной части хрона Гаусс фиксируется похолодание (вверху яруса рейвер, подъярус рейвер «С»), которое обычно сопоставляется с MIS106. Однако, влияние его на региональную флору и ландшафты гораздо слабее, чем в претегелене, т.к. в конце хрона Гаусс открытые пространства не имели значительной протяженности. Поэтому уточненное положение основания квартера правильнее помещать в терминальной части хрона Гаусс (т.е. несколько ниже претегелена). В южной Европе (Италия) в верхней части субхрона Олдувей, в седиземноморских отложениях появляются «северные гости» – представители североатлантической морской фауны (острокоды *Gyteropteron testudo*, форамениферы *Healina baltica* и др.). Ряд геологов принимает этот характер фауны как основание четвертичной системы. (Надо отметить, что самый ранний «северный гость» –

фораменифера *Neoglobobadrina atlanticus* – зафиксирован на уровне 2,36–2,20 млн лет, что довольно близко к претегелену)

2. В России до сего времени популярен объем квартера, помещенного несколько ниже границы Матуяма–Брюнес (в основании петропавловской свиты, Г.И. Горецкий, Л.Н. Вознячук и др.), т.е. совпадающий только со средним и верхним плейстоценом Европы. Этот стратиграфический интервал включает (впервые в кайнозое) ряд ледниковых покровных оледенений, т.к. древние криохроны во время хрона Матуяма имеют неледниковый состав.

Анализируемые климатостратиграфические данные зафиксированы в бассейне Верхнего и Нижнего Дона, отчасти – в бассейнах Камы и Средней Волги. Первый наиболее интенсивный криомер на Верхнем Дону – хворостанский (или «березовый горизонт») отличается своеобразной растительностью, где в пыльце фиксируются сосново-березовые палиноспектры с содержанием *Betula Albae* 60–80%. Этот горизонт был выделен в 1996 г. Ю.И. Иосифовой и В.В. Семеновым по реке Хворостань в окрестности г. Острогжск. «Березовый горизонт» перекрыт теплолюбивыми отложениями с видом-индексом *Mimomys polonicus* (местонахождение Урыв – II). Залегает он в низах хрона Матуяма. Ниже «березового горизонта» залегают пески с мелкими млекопитающими *Mimomys hajnackensis* (MN 16 а, местонахождение Урыв I). На Нижнем Дону, в окрестностях г. Элиста А.С. Застрожным и М.Н. Валуевой изучены ачкагыльские лиманные отложения. В них зафиксирована термофильная пачка с преобладанием пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*. Здесь же Э.А. Молостовским выявлен субхрон, сопоставляемый им с эпизодом Реюньон-I. В 100 км южнее с. Урыв в бассейне р. Елань (село Новогольелань) в разрезах скважин 1415 и 1468 выявлены аналогичные отложения с «березовым» горизонтом, которые постилаются песками с прослоями глин, с теплолюбивым комплексом семян кривоборского облика. Весьма существенно, что в бассейне Камы на несколько древнем уровне, в умеренно холодном интервале (верхняя часть хрона Гаусс) фиксируется вид-индекс *Mimomys polonicus*, зона 16-в (местонахождение Симбугино).

Таким образом, четвертичная система начинается толщей песков и глин, в которой изучены мле-



копитающие, относящиеся к зоне 16-в (*Miomys rolonicus*). В средней части хрона Гаусс также фиксируются криомеры, но гораздо менее интенсивные, чем в течение хрона Матуяма (вид-индекс *Miomys hajnasxensos*, зона 16-а, местонахождение Верхний Ольшан). К сожалению, на Русской равнине в континентальных отложениях, интервал, отвечающий субхрону Олдувей, климатически почти не охарактеризован. Известно только, что он содержит вид-индекс *Miomys pliosaenicus* (зона MN 17: обнажение Домашкинские вершины, овраг Лагерный, слой 2 – Среднее Поволжье).

«Верхний вариант» положения границы квартера на Русской равнине охарактеризован очень подробно. Он фиксируется петропавловским горизонтом, богато охарактеризованном микротериологически и имеющий полностью обратную намагниченность (верхняя часть хрона Матуяма).

С точки зрения авторов, наиболее четко выражен рубеж, предлагаемый нами в качестве нижней границы квартера, расположен близко к границе хронов Гаусс–Матуяма. Он зафиксирован по мелким млекопитающим (смена зон 16-а и 16-в) и выявлен мощным криомером – хворостанским горизонтом.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ ПОСТУПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ОЗЕРО ХУБСУГУЛ (МОНГОЛИЯ) ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.Ю. Казанский^{1,2}, О.В. Куприш², С.К. Кривоногов³, А.П. Федотов⁴

¹*Институт Нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,*

³*Институт Геологии и Минералогии СО РАН, г. Новосибирск,*

⁴*Лимнологический Институт СО РАН, г. Иркутск*

Источники сноса и седиментационные процессы в областях осадконакопления являются одним из важных факторов в развитии осадочных бассейнов. Интерес к источникам поступления осадочного материала в озеро Хубсугул (Монголия) возник в результате комплексных исследований донных осадков озера, накопившихся в течение последнего миллиона лет (скважина KDP-1 в центральной части озера) [Fedotov et al., 2004]. Петромагнитные исследования показали, что закономерный характер изменения магнитных характеристик отражает вариации поступления магнитного материала в озеро и обусловлен наличием двух типов магнитных фракций, которые формировались различными путями: 1) поступлением обломочных зерен, главным образом, титаномагнетитов с Тдб 400–420°C, при подчиненном содержании магнетита и гематита и 2) аутигенным формированием грейгита (сульфидного аналога магнетита) в результате биогеохимических процессов под воздействием изменения геохимической обстановки осадконакопления [Казанский и др., 2005; Nourgaliev et al., 2005].

Титаномагнетиты, обладающие относительно высоким удельным весом и определенным составом, являются в данном случае прекрасным маркером для реконструкции источников поступления тяжелой фракции в центральную часть озера. Для выяснения источника титаномагнетитов были проведены термомагнитные исследования остаточной

намагниченности насыщения SIRM(T) неогеновых базальтов с восточного берега озера и венд-кембрийских габброидов на западном берегу озера. Деблокирующие температуры SIRM изверженных пород составляют 520–600°C, что свидетельствует о присутствии высокожелезистых титаномагнетитов, отличных по составу от титаномагнетитов в озерных осадках. Следовательно, источник титаномагнетитов с Тдб 400–420°C не связан с горными массивами на восточном и западном берегах озера.

Маловероятен также и эоловый привнос титаномагнетита, поскольку на обширной территории от Сибири до Китая основными магнитными минералами в субаэральных толщах являются магнетит, маггемит и гематит [Heller, Evans, 1994; Matasova, Kazansky, 2005]. Таким образом, источником титаномагнетитов, обнаруженных в донных осадках озера Хубсугул, по всей вероятности, являются водотоки, впадающие в озеро.

Для проверки этой гипотезы были проведены специальные исследования. Вдоль побережья озера были опробованы аллювиальные отложения в устьях всех основных водотоков, впадающих в озеро (всего 81 проба). Схема отбора проб показана на рис. 1. Из всех проб были взяты образцы, по которым была измерена магнитная восприимчивость (k) и FD-фактор (%), зависящий от величин магнитной восприимчивости, измеренных на двух частотах (4,7 кГц, 0,47 кГц) переменного поля.