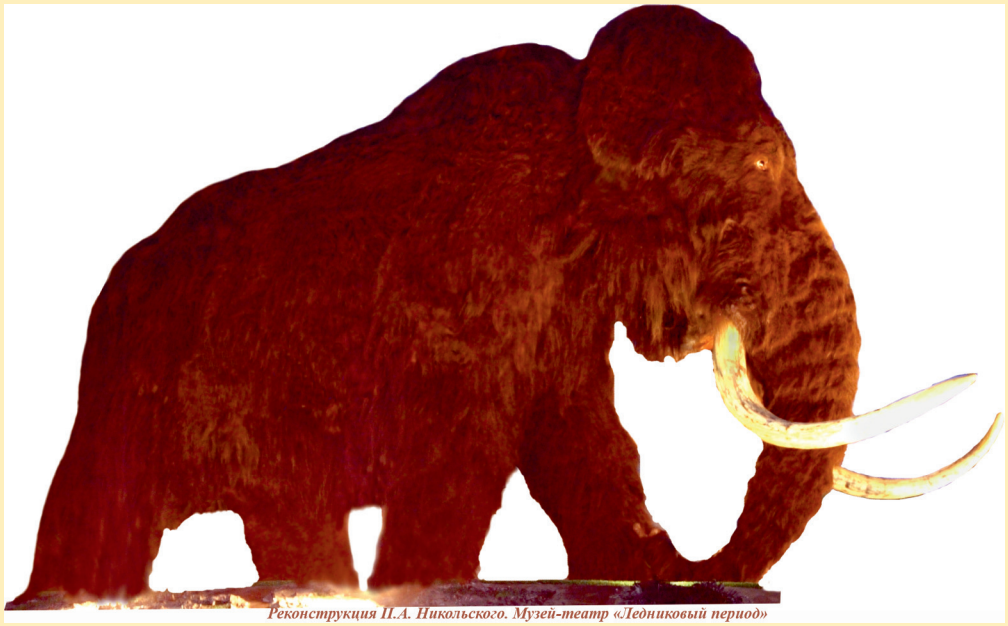
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА: ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода

25-29 сентября 2017 г., Москва



Реконструкция П.А. Никольского. Музей-театр «Ледниковый период»

ГЕОС

ФАНО России
Комиссия ОНЗ РАН по изучению четвертичного периода
ФГБУН Геологический институт РАН
ФГБУН Институт географии РАН
Географический факультет
Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

К 90-летию Комиссии ОНЗ РАН
по изучению четвертичного периода

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА: ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы X Всероссийского совещания
по изучению четвертичного периода

25–29 сентября 2017 г., Москва

Москва
ГЕОС
2017

УДК 551.79
ББК 26.323

Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва 25–29 сентября 2017 г. – М.: ГЕОС, 2017 – 532 с.

ISBN 978-5-89118-753-5

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин, А.В. Панин, А.С. Застрожнов, В.С. Зыкин, Т.А. Садчикова, А.С. Тесаков, С.Н. Тимирева, И.А. Чистякова

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ)
проект № 17-05-20404

Материалы опубликованы с максимальным сохранением авторской редакции

© Коллектив авторов, 2017
© Издательство «ГЕОС», 2017

Материалы X Всероссийского совещания
по изучению четвертичного периода



КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК ЧИРЧИК И АХАНГАРАН

CARBONATE CONCRETIONS OF LOESS-SOIL DEPOSITS OF RIVERS CHIRCHIK AND AKHANGARAN

У.К. Абдуназаров, А.Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека,
Ташкент, Узбекистан
1975a@rambler.ru

W.K. Abdunazarov, A.G. Stelmakh

National University of Uzbekistan named after Mirzo Ulugbek, Tashkent, Uzbekistan

Конкреции почв – особая группа новообразований. Их отличительные особенности – морфологическая выраженность, плотность (независимо от влажности почв), концентрически-слоистое или параллельно-слоистое сложение и четкая обособленность от вмещающего осадка по химическому и минеральному составу. Уникальность конкреций в том, что они представляют собой своего рода запоминающие устройства, чуткие индикаторы геохимических условий их формирования, связанных с зонально-региональными факторами [Абдуназаров, Тойчиев, Стельмах, 2011].

Конкреции одновозрастных толщ сохраняют свои размеры, форму и состав на обширных пространствах Средней Азии и за ее пределами. Так, например, конкреции имеют почти одинаковые размеры, формы и состав как в пределах бассейнов рек Чирчик и Ахангаран, так и в разрезах лёссовых отложений Украины, Таджикистана, Китая и Европы. Поэтому конкреции можно рассматривать в качестве важнейшего маркирующего признака разновозрастных слоев в лессах [Стельмах, 2016].

Массовое описание и коллекционирование конкреций из разновозрастных лёссово-почвенных толщ в долинах рек Чирчик и Ахангаран позволило составить о них определенное представление [Абдуназаров, Тойчиев, Стельмах, 2011].

В идеализированной 20–30-метровой толще лессов, сложенной почвами и суглинками голоцена, верхнего и среднего плейстоцена сверху вниз сменяют друг друга следующие этажи карбонатных конкреций, преимущественно приуроченных к суглинистым слоям, а не к почвам: «журавчики», «трубочки», «дендроиды крупные», «погремши», «ядра».

Современные почва и подпочва не содержат конкреций: карбонаты в них представлены на глубине 0,5–1,5 м в виде «мицелия», «паутины», «натеков» на нижней поверхности щебня. Первыми от дневной поверхности встречаются так называемые «журавчики».

Журавчики обычно залегают на глубине 2–5,5 м под древней погребенной почвой *B*, т.е. в суглинке *b*. Длина конкреций 30 мм, диаметр 10 мм. По форме они напоминают украинские «журавчики», отличаясь от них более крупными размерами.

Куколки залегают на глубине 8–10 м и приурочены к суглинкам *c*, подстилающим хорошо структурные мощные погребенные почвы *C* («почва Виктора»). Конкреции имеют несколько сглаженную кругловато-продолговатую до шарообразной форму;

их диаметр 15–20 мм, длина 50–70 мм. Ядро более темное по окраске и в поперечном срезе от него к периферии расходятся радиальные тонкие трещинки высыхания (трещины синерезиса). В шлифе под бинокуляром в поперечном срезе преобладает микрозернистый кальцит.

Трубочки встречаются на глубине 12–14 м в суглинке *d*, подстилающем бурую структурную почву *D*. Конкреции неправильной трубковидной формы иногда напоминают корни светло-желтой окраски с гладкой поверхностью. Длина конкреций 40–60 мм, диаметр до 20 мм. В центре конкреций расположена тонкая, диаметром до 1–2 мм, разветвленная полость с острыми гранями – трещина усыхания; в некоторых случаях трубочки не имеют полости, но тогда их центральная часть более темноокрашена, чем периферия. По всему слою *d* конкреции встречаются неровнамерн, хотя их становится больше в верхней его части у контакта с почвой *D*; в таких случаях на площади в 10 см^2 насчитывается 1–2 конкреции. Все они очень твердые, не разламываются рукой. В общей массе конкреций преобладает мелкозернистый кальцит.

Дендроиды крупные залегают на глубине 15–16 м в погребенной почве *E*, обычно встречаются в суглинистых слоях, разделяющих погребенные почвы. В данном случае конкреции располагаются в структурной бурой почве *E* и приурочены к ее нижней и средней частям. Они имеют сплюснутую форму и напоминают корни кустарников. Длина конкреций достигает 150 мм, диаметр 20–50 мм, поверхность шероховатая, окраска центральной и периферийной частей почти одинаковая. Местами в центре конкреции наблюдаются мелкие трещинки усыхания в виде крапинок.

Погремши залегают на глубине 16–18 м и приурочены к суглинкам *e*, форма удлиненно-округлая, длина 60–100 мм, диаметр 40–50 мм. Поверхность этих конкреций ровная, гладкая. Сами конкреции плотные как бы окаменевшие; внутри имеется полость, в которой помещается в относительно свободном состоянии ядро.

Ядра – крупные карбонатно-глинистые, очень плотные, окаменевшие конкреции округлой формы, но могут быть удлиненно-округлые, длиной до 200 мм, диаметром 50–80 мм и более. Конкреции массивные, их вес достигает нескольких килограммов. Приурочены они в зоне контакта серых или серовато-бурых лессовых суглинков нижнего плейстоцена с буроватыми отложениями плиоцена.

Химический состав конкреций преимущественно карбонатный, реже карбонатно-глинистый. Микроморфологический анализ их поперечных срезов показал, что они сложены в основном микрокальцитом. По результатам валовых анализов, кроме кальция, конкреции содержат кремнезем.

Химический состав конкреций из разновозрастных слоев разрезов рек Чирчик и Ахангаран различен. Так, в суглинках в валовое содержание окиси кремния в ядрах равно 24–36%, а в их периферийной части – почти в два раза больше (60%); в конкрециях суглинка *d* количество SiO_2 равно 5–7%, в ядрах конкреции почвы *E* – 16%, а по окраинам 37 и 61%, т.е. чем ближе к периферии, тем больше.

Содержание окисей кальция и кремния в разновозрастных конкрециях также различен. В суглинке *b* они относительно обогащены этими окислами, что свидетельствует о слабом изменений минералов гипергенезом, т.е. конкреция находится на ранней стадии диагенеза. Конкреции суглинка *d* с малым содержанием окиси кремния и большим – окиси кальция, напротив, подвержены более длительным преобразованиям: минеральные зерна растворены и в значительной мере выщелочены. Все это подтверждает относительно молодой возраст описываемых суглинков *b* и более древний – расположенных ниже суглинков, что имеет значение при возрастном расчленении лёссов.

Список литературы

1. *Абдуназаров У.К., Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г.* Палеопочвеные горизонты лессовых отложений четвертичного периода // Методическое пособие для специалистов географического и геологического направлений. Ташкент, НУУз, 2013. 98 с.

2. *Стельмах А.Г.* Палеомагнитные и палеопочвенные критерии в стратиграфии плейстоцен-голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона // Вестник НУУз, направление естественных наук, 3/1. Ташкент: НУУз, 2016. С. 185–188.

ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ВОЗРАСТА И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУРАЙСКО-ЧУЙСКОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИН РУССКОГО АЛТАЯ

PROBLEMS OF INTERPRETING AGES AND PALEOENVIRONMENTAL CONDITIONS OF QUATERNARY LACUSTRINE DEPOSITS FORMATION WITHIN THE KURAI-CHUYA SYSTEM OF INTERMOUNTAIN DEPRESSIONS, RUSSIAN ALTAI

А.Р. Агатова[1, 2], Р.К. Непоп[1, 2], А.Н. Жданова[1], Л.Б. Хазин[3], П. Моска[4]

[1] Институт Геологии и Минералогии СОРАН, Новосибирск, Россия,
agatr@mail.ru
[2] Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург, Россия
[3] Институт Нефтегазовой Геологии и Геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
[4] Институт Физики Силезского Технологического Университета, Гливице, Польша

A.R. Agatova[1, 2], R.K. Nepop[1, 2], A.N. Zhdanova[1], L.B. Khazin[3], P. Moska[4]

[1] Institute of Geology and Mineraloy SBRAS, Novosibirsk, Russia
[2] Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia
[3] Institute of Petroleum Geology and Geophysics SBRAS, Novosibirsk, Russia
[4] Institute of Physics, Silesian University of Technology, Gliwice, Poland

Проблема интерпретации возраста, количества и размеров озер, формировавшихся в четвертичное время во впадинах горных сооружений юга Сибири, не может быть решена без комплексного анализа отложений, включающего численное датирование.

В Курайской и Чуйской впадинах юго-восточной части Русского Алтая известны следы существования озер, подпруживавшихся ледниками, моренами, обвалами. К настоящему времени получен ряд ^{14}C, TL и OSL дат [Разрез новейших…, 1978; Шейнкман, 1990; Бутвиловский, 1993; Окишев, Бородавко, 2001; Рудой, 2005; Herget, 2005; Agatovaetal., 2016; Зольников и др., 2016, и др.], характеризующих возраст как самих озерных отложений, так и залегающего в них органического материала, а также подстилающих/перекрывающих отложений и почв, однако вопрос хронологии этих озер, и в первую очередь ледниково-подпрудных, до сих пор остается дискуссионным.

В пределах Курайской и Чуйской впадин нами был изучен ряд разрезов (в том числе ранее не описанных), включающих озерные отложения, с использованием рентгено-структурного (рентгеновская дифрактометрия, ИК-спектроскопия), палеонтологического (анализ остракод) и геохронометрических (OSL, ^{14}C) методов.

В результате сопоставления результатов, полученных этими методами, во многих разрезах выявлено несоответствие палеонтологической характеристики отложений данным численного датирования и положению разрезов в геоморфологической системе. Такое несоответствие позволяет говорить о размыве и переотложении древних третичных отложений, попадавших в зону размыва озерными и транзитными водами, в позднем плейстоцене и голоцене.

В то же время необходимо принимать во внимание, что смешение древнего и молодого углерода в ходе переотложения органического вещества из третичных болотно-озерных осадков приводит к получению радиоуглеродных дат, не соответствующих реальному возрасту как исходного органического вещества, так и вмещающих его четвертичных отложений. Кроме того, было зафиксировано омоложение древнего органического вещества – получение конечных (не запредельных) радиоуглеродных дат для торфяно-буроугольных палеоген-неогеновых отложений *insitu* (в том числе для Талдудюргунского буроугольного месторождения в Чуйской впадине), находившихся в зоне воздействия плейстоценовых ледниково-подпрудных озер (поверхность третичных отложений терасирована водами этих озер) [Агатова и др., 2017].

Переотложение третичных пород на незначительное расстояние влияет на минералогические

характеристики плейстоценовых озерных отложений, что необходимо учитывать при реконструкциях ландшафтно-климатических условий формирования четвертичных озерных отложений.

Именно комплексность исследований позволяет избегать скоропалительных выводов о возрасте и экологии озерного осадконакопления в четвертичное время.

Список литературы

1. *Агатова А.Р., Непоп Р.К., Рудая Н.А., Хазина И.В., Жданова А.Н., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Зазовская Э.П., Овчинников И.Ю., Панов В.С., Шурыгин Б.Н.* Находка буроугольных верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений (кошагачская свита) в долине р. Джазатор (юго-восток Русского Алтая): неотектонический и палеогеографический аспекты // Доклады АН, 2017 (в печати).

2. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. 253 с.

3. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В.* Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины Верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.

4. *Окишев П.А., Бородавко П.С.* Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы // Вопросы географии Сибири, 2001. Вып. 24. С. 18–27.

5. Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ. 1978. 208 с.

6. *Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ. 2005. 224 с.

7. *Шейнкман В.С.* Плейстоценовое оледенение гор Сибири: анализ и новые данные // Материалы гляциологических исследований, 1990. № 69. С. 78–85.

8. *Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., Slyusarenko I.Yu., Orlova L.A.* Human occupation of South Eastern Altai highlands (Russia) in the context of environmental changes // Archaeological and Anthropological Sciences, 2016. № 8. С. 419–440.

9. *Herget J.* Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia // Geological Society of America Special Papers. 2005. V. 386. 118 p.

ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ОПУСТЫНИВАНИЯ В ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ КАЗАХСТАНА

OCCURRENCE OF DESERTIFICATION PROCESSES IN MINING LANDSCAPES OF KAZAKHSTAN

К.М. Акпамбетова

Карагандинский государственный университет им. Е.А. Букетова,
Караганда, Казахстан
akamshat@yandex.ru

K.M. Akpambetova

Karaganda State University named after E.A. Buketov, Karaganda, Kazakhstan

Современные пустыни Казахстана в течение многих геологических эпох являлись районами погружения земной коры. В результате здесь накопились морские и континентальные мощные рыхлые отложения, чередование которых свидетельствует о смене неоднократных трансгрессий и регрессий моря, вызываемых медленными вековыми вертикальными колебаниями суши. В четвертичный

период происходили неоднократные колебания уровня Каспийского моря. Бакинская, хазарская и хвалынская трансгрессии, во время которых шло накопление песчано-глинистых отложений, захватывали западную часть Туранской плиты. Самой значительной была хвалынская трансгрессия. В этот период уровень Каспийского моря поднимался на 50 м выше современного, и море распространялось до 56° в.д. Четвертичные отложения развиты повсеместно. Они резко отличаются по окраске от более древних отложений серым и палево-серым цветом, отражающим изменившиеся климатические условия в сторону похолодания. В Прикаспийской впадине нижнечетвертичные отложения представлены морскими осадками. На равнинах Тургая нижнечетвертичные образования вложены в древние долины плиоценового возраста. Среднечетвертичные осадки распространены шире, и формировались они в уже сильно изменившейся обстановке. Поднялись горы, увеличилась расчлененность рельефа. Повышение влажности вызвала целый комплекс террас. В сравнении с более древними они лучше выражены в рельефе, но по отношению к молодым достаточно изменены последующими тектоническими и денудационными процессами. Верхнечетвертичные отложения начинаются осадками ксеротермической эпохи – эоловыми песками Кызылкумов, Муюнкумов, Южного Прибалхашья, Приаралья. Озерными отложениями выполнены как древние, так и молодые впадины [Щукин, 1983].

Современное освоение аридной зоны ведет к преобразованию ландшафта. Буровые скважины, шахты, городские поселки, автодороги, месторождения полезных ископаемых создают новый тип ландшафта – горнопромышленный. В Казахстане горнопромышленные ландшафты наибольшее распространение получили в аридной зоне, которая охватывает северную половину Прикаспийской низменности, Мугоджары, южную часть Тургайской столовой страны и Казахского мелкосопочника, Зайсанскую впадину. На юге она ограничивается предгорьями Тянь-Шаня, Жонгарского Алатау, Саур-Тарбагатайской горной системой и государственной границей со странами СНГ.

Для ландшафтов аридной зоны Казахстана характерны низкогорья и мелкосопочники, древние равнины, аллювиальные и пролювиальные равнины с хорошо выраженными процессами выдувания, переноса и накопления разрушенных пород, крупные озерные депрессии и впадины. Аридные территории обладают характерными чертами ландшафтов, но всем им свойственны такие природные процессы, являющиеся предпосылками морфогенеза, как: эрозия, водная аккумуляция, выдувание и эоловые накопления песчаных масс. При аридном климате и общности морфологической поверхности образуются одинаковые формы рельефа – барханные пески, останцы, сухие русла рек и озерные котловины, солончаки, песчаные гряды, такыры.

В течение четвертичного времени климат Казахстана также существенно менялся. Это сказывалось на периодическом обводнении или иссушении территории, следы которых сохранились в рельефе до сих пор. Направленность в изменении климата в историческую эпоху (2000–3000 лет) вызывала различные мнения и споры. По мнению некоторых исследователей, за последние 2000–3000 лет климат стал более влажным, чем в предшествующее ему послеледниковое время (Берг Л.С., 1905; Марков К.К., 1951; Глазовская М.А., 1953). Как считают Э. Хентингтон, В.М. Синицын (1949) и А.В. Шнитникова (1957), хотя мелкие внутривековые циклы колебания уровней озер и свидетельствуют о периодическом увлажнении климата, но общий ход многовекового цикла направлен сейчас в сторону уменьшения влажности. Следовательно, высыхание территории Казахстана достигнет максимума

Таблица 1

Основные географические характеристики
(по Т.А. Сайко, 1986; с сокращениями)

Название	Географическое положение	S, тыс. км^2	Преобл. абс. высоты, м	Абс. максимум температур, °С	Абс. минимум температур, °С	Среднегодовое кол-во осадков, мм
Устюрт и Мангышлак	42–45° с.ш.; 51–58° в.д.	200	200–300	+42	–40	80–150
Приаральские Каракумы	46–48° с.ш; 57–65° в.д.	35	400	+42	–42	130–200
Бетпакдала	44–46° с.ш.; 67–72° в.д.	75	300–350	+43	–38	100–150
Муюнкум	43–44° с.ш.; 67–73° в.д.	40	100–660	+40	–45	170–300

в 2600–2700 гг., после чего начнется изменение климата в сторону увлажнения. Повышение увлажненности с 1952–1953 гг. отразилось в поднятии уровней озер, повышении расходов рек, наступании ледников, что является результатом внутривекового ритма изменчивости увлажненности на фоне крупных, многовековых ритмов [Сваричевская, 1965]. Как показывают исследования, на территории Казахстана в четвертичное время происходило чередование плювиальных и ксеротермических эпох, но тип современных рельефообразующих процессов больше соответствует ксеротермическим эпохам. Об этом свидетельствуют сокращение стока по долинам, частичный переход сосредоточенного стока в плоскостной (в древних долинах Бетпакдалы и Северного Прибалхашья), сокращение акватории озер, отмирание притоков правобережья р. Иртыша на уровне современной поймы.

На современном этапе климат аридных территорий Казахстана также является доказательством соответствия рельефообразующих процессов ксеротермическим эпохам. В отличие от климата пустынь Средней Азии, здесь более продолжительная, холодная зима и более короткое лето; короче вегетационный и безморозный периоды, осадков выпадает больше. В регионе усиливаются процессы опустынивания. К примеру, территория Карагандинского угольного бассейна (Центральный Казахстан) подвергается 20 дней в году пыльным бурям, 35–40 дней дуют сильные ветры (более 15 м/с). Ветровая эрозия терриконов и отвалов способствует интенсивному загрязнению атмосферы и почв микрочастицами на больших площадях. Помимо ветровой эрозии широко развиты линейная и овражная эрозия, гравитационные процессы [Акпамбетова, 2002].

Список литературы

1. *Щукин И.С.* Геоморфология Средней Азии. М.: МГУ, 1983. 431 с.
2. *Сваричевская З.А.* Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: ЛГУ, 1965. 281 с.
3. *Акпамбетова К.М.* Геоморфология аридных территорий Казахстана. Караганда: КарГУ, 2002. 113 с.

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ, ГОЛОЦЕН И СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ | PALEOCRYOGENESIS, HOLOCENE AND MODERN SOILS

В.М. Алифанов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия
alifanov_v@mail.ru

V.M. Alifanov

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia

Проблема происхождения и современного функционирования почв относится к наиболее значимым в современном почвоведении. Наименее изученными в истории развития современного (актуального, голоценового) почвенного покрова остаются ранние этапы его формирования, относящиеся к периоду перехода от поздневалдайского оледенения к голоценовому межледниковью. Современные почвы имеют в своем профиле целый ряд особенностей, не свойственных современным условиям почвообразования. Данный факт давно известен в почвоведении. Сюда можно отнести второй гумусовый горизонт (**ВГГ**), различные палеокриогенные признаки, погребенные горизонты и другие признаки. Часто эти явления исследователи объясняют изменением условий почвообразования в голоцене. Несомненно, это имело место. Однако, мы хотели бы обратить внимание научной общественности на факты несоответствия начала процессов почвообразования, сформировавших современные (актуальные) почвы, и время начала голоцена.

Палеогеографы установили время начала голоцена – 10 300 лет назад. Это время – начало устойчивого голоценового межледникового потепления.

С другой стороны, неоднократно показано, что переход от поздневалдайского похолодания к голоцену был довольно продолжительным и чередовался периодами потепления и похолодания [Величко, 1973, 1982; Марков, 1986; Свиточ, 1987; VanVliet-Lanoe, 1998; Svendsen et al 1999, 2004; Изменение климата и ландшафтов…, 1999; Эволюция экосистем Европы…, 2008; Палеоклиматы и палеоландшафты…, 2009, и др.]. По данным И.И. Борзенковой [1992] переходный период составлял 5–6 тыс. лет и в периоды потепления (LA – ласко, RA – раунис, BO – бёллинг, AL – аллерёд, перибориал с половецким потеплением) климатические условия приближались к современным; а в периоды похолодания (DRI –

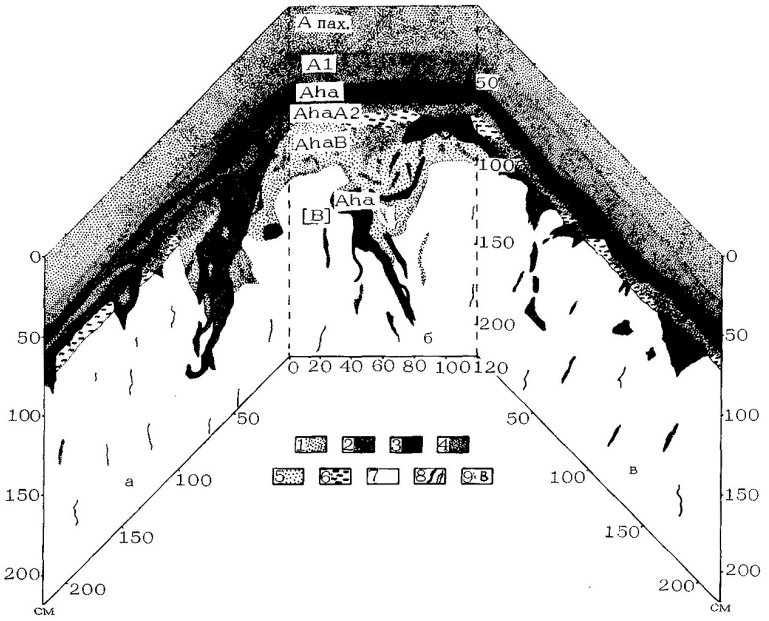


Рис. 1. Профиль серых лесных почв разреза 36-83: а – левая, б – передняя, в – правая стенки почвенного разреза: 1 – гор. Апах. 2 – гор. А1, 3 – гор. Aha, 4 – гор. AhaA2, 5 – гор. AhaB, 6 – гор. A2B, 7 – гор. B, 8 – трещины, заполненные материалом гор. Aha, 9 – почвенные горизонты. Владимирское ополье (Алифанов, 1995)

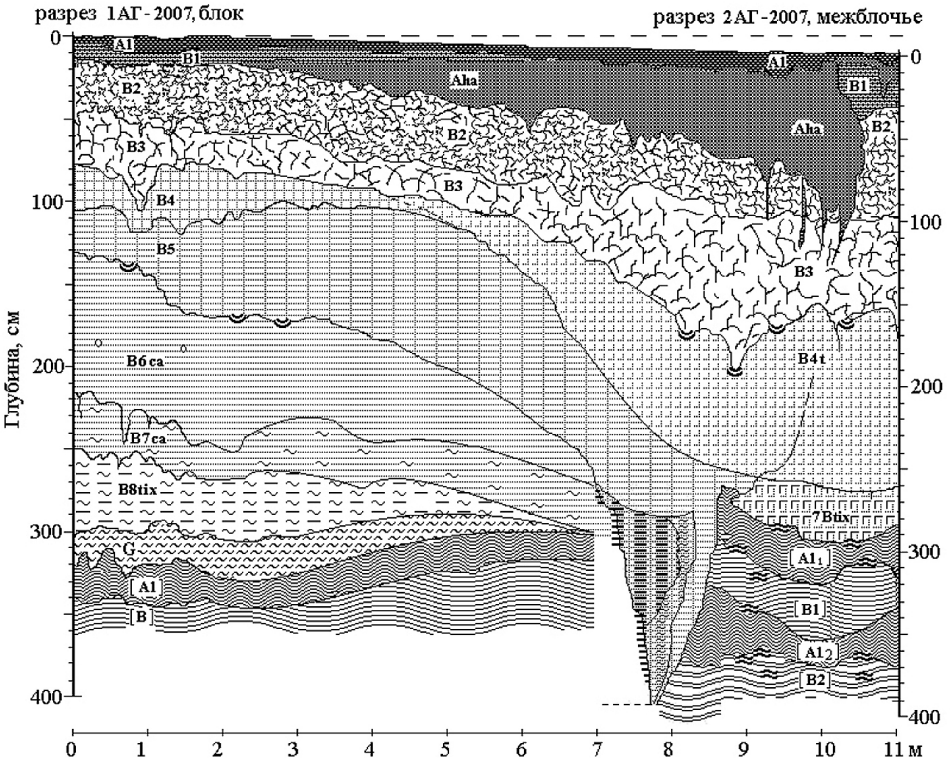


Рис. 2. Комплекс современных и погребенных почв. Верхние 300 см современная серая лесная среднемощная со вторым гумусовым горизонтом почва, оподзоленная, палеокриоморфная; с глубины 300 см погребенная Брянская почва, палеокриоморфная, разбитая мощной палеокриогенной структурой. Разрез 1АГ-2007 и 2АГ-2007, Пущино

ранний дриас, DR2 – средний дриас, DR3 – поздний дриас, переславское похолодание) климатические условия возвращались к условиям ледникового периода. Этапы потепления и похолодания длились по несколько сот лет и, несомненно, могли оставить заметный след в развитии процессов почвообразования и палеокриогенеза.

Это можно проиллюстрировать на примере ВГГ. Наши исследования [Алифанов и др., 1988] позволяют предполагать, что ВГГ сформировались именно в такие этапы потепления перед самым голоценом (BO – беллинг, AL – аллеред, прибориал с половецким потеплением), а наступившее похолодание (DR3 – поздний дриас) привело к активному развитию процессов палеокриогенеза и преобразовало эти горизонты в палеокриоморфные. Иногда в профилях почв можно обнаружить несколько разновозрастных погребенных ВГГ. Показано также, что разновозрастные ВГГ существуют и в черноземах [Гугалинская, Алифанов, 2001, 2005; Алифанов и др., 2010].

В качестве примера почв, начавших свое формирование задолго до начала голоцена и прошедшие этапы палеокриогенного преобразования генетических горизонтов, приведем несколько профилей современных почв (рис. 1–2).

Таким образом, история развития современных (актуальных, голоценовых) почв – процесс гораздо более длительный, чем голоцен. Он включает в себя доголоценовые процессы формирования почвообразующих пород и процессы почвообразования. В процессе накопления и послойной проработки перигляциальным почвообразованием была сформирована полилитогенная слоистая толща поздневалдайских покровных лессовидных суглинков, состоящая из элементарных почвенных образований. Голоценовое почвообразование связало разные литологические слои, прошедшие через поздневалдайский интерфазиальный педо- и криогенез, в парагенетические системы современных полилитогенных и полигенетических почв, превратив их в межледниковые зональные почвы.

Список литературы

1. *Алифанов В.М.* Палеокриогенез и современное почвообразование. Пущино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 318 с.

2. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Ковда И.В.* // К истории почв центра Русской равнины. Почвоведение. 1988. № 9. С. 76–84.

3. *Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю.* Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 160 с. + вкл.

4. *Борзенкова И.И.* Изменение климата в кайнозое. С. Петербург, Гидрометеоиздат, 1992, 246 с.

5. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

6. *Величко А.А.* Периодизация событий позднего плейстоцена в перигляциальной области // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. М.: Наука, 1982. С. 70–74.

7. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи // Почвоведение. 2001. № 8. С. 909–9173.

8. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода № 66. М.: ГЕОС, 2005. С. 33–42.

9. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Под ред. профессора А.А. Величко – М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

10. *Марков К.К.* Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения. М.: Наука, 1986. 280 с.

11. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен // Атлас-монография. Под ред. А.А. Величко. М. ГЕОС, 2009. 120 с.

12. *Свиточ А.А.* Палеогеография плейстоцена. М., Изд-во МГУ. 1987. 188 с.

13. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.) / Отв. ред. А.К. Маркова, М.: Товарищество научных изданий КМК, 2008. 556 с.

14. *Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyanov D.Yu.* et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // Boreas. 1999. Vol. 28. P. 234–242.

15. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I.* et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.

16. *Van Vliet-Lanoe B.* Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy // Catena. 1998. V. 34. Nos. 1–2. P. 157–184.

ПРИРОДНАЯ СРЕДА ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ НА ГРАНИЦЕ КАЛАБРИЯ И ГЕЛАЗИЯ

THE ENVIRONMENT OF THE EASTERN ARCTIC AT THE GELASIAN-CALABRIAN BOUNDARY

П.М. Андерсон[1], А.В. Ложкин[2], П.С. Минюк[2], Е.Ю. Недорубова[2]

[1] Факультет наук о Земле и Космосе, Центр четвертичных исследований Вашингтонского университета, Сиэтл, США
[2] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия
pata@u.washington.edu, lozhkin@neisri.ru

P.M. Anderson[1], A.V. Lozhkin[2], P.S. Minuyk[2], E.Yu. Nedorubova[2]

[1] Earth and Space Sciences and Quaternary Research Center, University of Washington, Seattle, USA
[2] Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia

Четвертичная подкомиссия Международной комиссии по стратиграфии (ICS) определила границу калабрия и гелазия 1,806 млн л.н. В 2011 г. Исполнительный комитет Международного союза геологических наук (IUGS) утвердил заявку ICS о глобальном стратотипе границы калабрий-гелазий (GSSP) – разрез Врика (Vrica) на юге Италии [Cita et al., 2012]. Граница проводится по кровле сапропеля «е» в верхней части субхрона Олдувей (1,77–1,95 млн л.н.). Она также близка границе морских изотопно-кислородных стадий (MIS) 65-й и 64-й [Lisiecki, Raymo, 2005]. Расхождение во взглядах на границу калабрий-гелазий и ее корреляцию с морскими изотопными стадиями может показывать, например, Глобальная хроностратиграфическая корреляционная схема для последних 2,7 млн лет, где эта граница проведена на уровне 63-й изотопной стадии в субхроне Олдувей ниже отметки 1,8 млн л.н. [Cohen, Gibbard, 2011]. В непрерывной записи морских изотопных стадий MIS63 занимает интервал 1,758–1,782 млн л.н., охватывая «кровлю» события Олдувей. Проведение границы калабрий-гелазий по основанию MIS63 не соответствует рекомендации IUGS. Учитывая эту рекомендацию, мы проводим границу калабрий-гелазий в верхней части MIS65 вблизи ее границы с MIS64.

Первые сведения о границе калабрия и гелазия в восточном секторе Арктики были получены при исследовании осадков оз. Эльгыгытгын, возникшего при падении метеорита 3,6 млн л.н. в районе с координатами 67°30′ с.ш., 172°05′ в.д. (Анадырское плоскогорье Чукотки). «Пограничные» калабрию и гелазию осадки озера изучались в интервале 1,758–1,826 млн л.н. Этот интервал включает четыре пыльцевые зоны, синхронные MIS63, MIS64, MIS65 и MIS66. Общими чертами спорово-пыльцевых спектров, отражающих растительность как теплых (MIS63 и MIS65), так и холодных (MIS64 и MIS66) стадий, – заметное участие пыльцы *Larix* (5% от суммы всех пыльцевых зерен), по всей вероятности, продуцированной видом, близким современному сибирскому виду *Larix sibirica* Ldb., доминирующая роль пыльцы *Betula* и *Alnus*. Доминантами спектров являются также пыльца Poaceae, содержание которой постоянно высокое в холодные и теплые стадии, и пыльца Cyperaceae с максимумами в MIS63, MIS64 и MIS66. В спектрах холодных стадий заметна роль пыльцы Asteraceae, *Artemisia*, Saxifragaceae. В группе споровых растений преобладают споры *Sphagnum*, постоянно встречаются споры Polypodiaceae, *Selaginella rupestris* (L.) Spring. Пыльцевые зоны показывают, что в теплые стадии, отвечающие межледниковьям, в окрестностях озера развивались леса, сложенные березой и ольхой (вероятно, вид, близкий *Alnus hirsuta* (Spach) Turcz. ex Rupr.) с участием лиственницы. В речных долинах существовали галерейные леса из *Larix*, *Populus*, *Chosenia*, *Alnus*. Невысокое содержание в спектрах пыльцы Pinaceae свидетельствует о весьма незначительной роли сосен и елей в растительности северной Чукотки 1,758–1,782 млн л.н. Пыльца *Pinus* subgen. Haploxylon в количестве 10–15% встречается только в спектрах MIS63 и MIS65. Можно предположить, что гаплоидные сосны были представлены сосной стланиковой (*Pinus pumila* (Pall.) Rgl., формировавшей небольшие заросли на горных склонах выше границы леса. Присутствие в спектрах единичных пыльцевых зерен *Pinus* sub-

gen. Diploxylon (*Pinus silvestris* L.), как и пыльцы *Picea* из секции Eupicea (*Picea obovata* Ldb.) в спектрах MIS63 и MIS65, объясняется, скорее всего ее ветровым заносом из более южных и западных районов. Вполне вероятно, что нахождение озера в высоких широтах объясняет небольшую роль в локальных лесных сообществах умеренно теплолюбивых деревьев и кустарников (*Corylus*, *Quercus*, *Acer* и др.).

Заметное участие в спектрах, характеризующих растительность холодных MIS64 и MIS66, пыльцы *Larix* (4%) подчеркивает распространение лиственничной лесотундры, возможно, напоминавшей современные лесотундры севера Дальнего Востока. На защищенных участках долин встречался тополь, образовывавший небольшие леса, подобные тополевым лесам на юге Чукотки. В холодные стадии на горных склонах Анадырского плоскогорья широко распространялись заросли кустарниковой березы (ерники). Постоянно высокое содержание в спектрах всех четырех пыльцевых зон пыльцы Poaceae и Cyperaceae свидетельствует, что открытые луговые сообщества в окрестностях озера занимали значительные площади как в холодные, так и в теплые интервалы.

Климатическая летопись оз. Эльгыгытгын показывает, что наиболее теплыми условиями в интервале 1,758–1,782 млн л.н. характеризовалось межледниковье, отвечающее MIS65. Для спектров пыльцевой зоны характерны максимумы пыльцы группы древесных и кустарниковых растений (65–74%). Обилие в спектрах пыльцы *Betula* и *Alnus* свидетельствует о господстве в растительном покрове березово-ольховых лесов с участием лещины (пыльцы *Corylus* до 7%) и лиственницы. Климатическая летопись также показывает последовательную смену биоценозов на границе MIS66 и MIS65, MIS64 и MIS63. Если пыльцевые спектры MIS66 и MIS64, характеризующиеся сравнительно устойчивым составом, отражают доминирование травянистых сообществ, то в спектрах MIS65 и MIS63 значительно увеличивается содержание пыльцы *Betula*, отвечающее перестройке растительного покрова и широкому распространению лесов из березы и кустарниковых березовых зарослей. Подобные сукцессии при переходе от холодной стадии к теплой стадии (межледниковье или интерстадиал) установлены во всех непрерывных пыльцевых записях осадков озер Берингии в различные возрастные интервалы. В отличие от спорово-пыльцевых спектров MIS66 и MIS64 спектры MIS65 и MIS63 подчеркивают неоднократные изменения растительности, подчиненные климатическим флюктуациям в течение интервала 1,758–1,782 млн л.н. Такие изменения растительного покрова, указывающие на непостоянство климатических условий, характерны, например, для интерстадиала, сопоставляемого с MIS3 [Anderson, Lozhkin, 2001].

«Теплым» стадиям свойственны повышенные концентрации SiO_2, CaO, Na_2O, K_2O, Sr, Ba и пониженные – TiO_2, Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, Ni, Cr. Для отложений «холодных» стадий отмечается обратная зависимость. Среднее содержание SiO_2 для теплых и холодных стадий составляет 69,51 и 67,79% соответственно. Часть кремнезема имеет биогенное происхождение и связана с диатомеями. Максимальные значения кремнезема характерны для MIS65 и MIS63. В результате разбавления кремнеземом содержание других элементов, а также магнитная восприимчивость в этих стадиях понижены.

Исследования поддержаны Дальневосточным отделением РАН (проект 15-I-2-067), Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 15-05-06420). Мы благодарны Ю.А. Корзун и Л.Н. Котовой за помощь в подготовке материалов.

Список литературы

1. *Anderson P.M., Lozhkin A.V.* The latest Pleistocene interstade (Karginskii/Boutellier interval) of Beringia: Variations in paleoenvironments and implications for paleoclimatic interpretations // Quaternary Science Reviews, 2001. Vol. 20. P. 93–125.

2. *Cita M.B., Gibbard Ph.L., Head M.J.* et al. Formal ratification of the GSSP for the base of the Calabrian Stage (second stage of the Pleisticene Series, Quaternary System) // Episodes, 2012. Vol. 35, no. 3. P. 388–397.

3. *Cohen K.M., Gibbard P.L.* Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million ears // Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). Cambridge, England. 2011.

4. *Lisiecki L.E., Raymo M.E.* A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // Paleoceanography, 2005. Vol. 20, no. 1. PA1003. doi: 10.1029/2004PA001071.

ЦИРКОН В ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

ZIRCON IN GLACIAL DEPOSITS OF THE EUROPEAN NORTH-EAST OF RUSSIA

Л.Н. Андреичева, М.Н. Буравская

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
andreicheva@geo.komisc.ru, buravskaya@geo.komisc.ru

L.N. Andreicheva, M.N. Buravskaya

Institute of Geology of KSC, UB, RAS, Syktyvkar, Russia

Среди проблем четвертичной геологии расчленение и корреляция отложений и палеогеографических событий по-прежнему остаются актуальными. Создание нового поколения четвертичных геологических карт требует обоснованных и достоверных генетических и стратиграфических построений. В дополнение к традиционному комплексу литологических методов исследований впервые начато изучение акцессорных минералов из тиллов [Андреичева, Буравская, 2017]. Этот трудоемкий метод используется в случаях, когда обычный набор литологических методов не позволяет провести стратиграфическое расчленение и корреляцию тиллов. В работе представлены результаты исследования типоморфных особенностей и химического состава цирконов из тиллов среднего неоплейстоцена – печорского (днепровского) и вычегодского (московского) горизонтов, в долинах рек Лаи и Вычегды. Изучение цирконов выполнено в ЦКП «Наука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе фирмы JEOL модель JSM-6400 с рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Link и волновым спектрометром Microspec (оператор В.Н. Филиппов).

Цирконы из обоих горизонтов тиллов близки по морфологии и составу и представлены округлыми и удлиненными зернами светло- и темно-розовой окраски и их обломками разной степени окатанности (см. рисунок). Встречаются также непрозрачные кристаллы желтого и светло-коричневого цветов. Поверхность зерен неровная, шероховатая, ямчатая с различными углублениями, царапинами и трещинами, что может указывать на механическую природу окатанности.

Циркон – один из наиболее информативных акцессорных минералов, типохимические признаки которого используются для установления источников питания при формировании обломочных пород. При этом важное значение имеет отношение элементов Zr/Hf, так как содержание гафния в цирконе наследуется им из материнских пород [Ляхович и др., 1992, Осовецкий, 2001].

В нашем случае установление Zr/Hf отношения в цирконах (см. таблицу) проводилось для определения источников сноса терригенного материала при формировании разновозрастных тиллов, из питающих ледниковых провинций путем сопоставления в разновозрастных ледниковых горизонтах значений индикаторного соотношения Zr/Hf.

Zr/Hf отношение в цирконах из тиллов среднего неоплейстоцена

Река	Лая		Вычегда	
Горизонт / № анализа	Печорский	Вычегодский	Печорский	Вычегодский
1	117	148	71	135
2	181	96	71	78
3	86	103	62	78
4	86	1676	103	49
5	102	83	103	845
6	86	410	103	127
7	203	51	110	819
8	68	51	46	95
9	95	183	49	104
10	55	844	89	46
11	48	97	45	46
12	69	81	103	91
13	120	138	274	150
14	76	271	149	
15	76	92	115	
16	122	276	180	
17	103	181	126	
18	94	841	151	

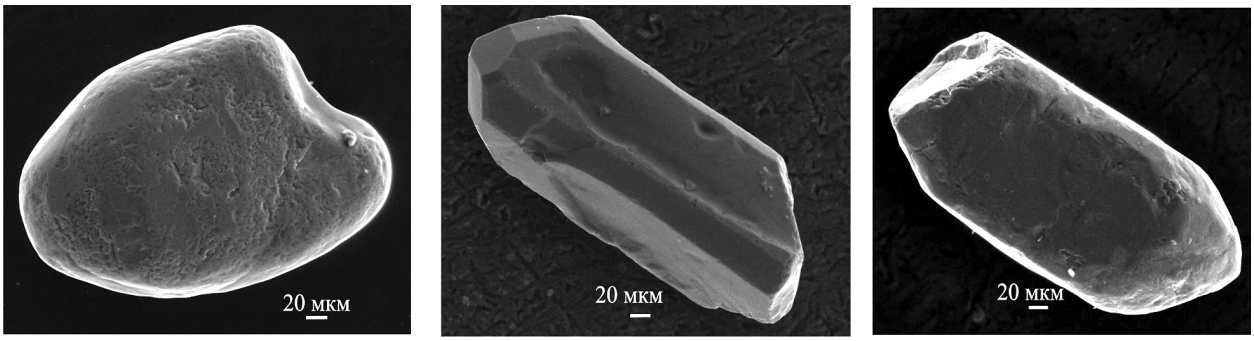


Рисунок. Цирконы из тиллов (СЕМ-изображения в режиме вторичных электронов)

По результатам микрозондовых исследований цирконы из печорского тилла в долине р. Лаи имеют следующий химический состав (масс.%): SiO_2 – 31,94–33,78; CaO – 0,01–0,49; Fe_2O_3 – 0,04–0,74 (но встречаются и повышенные содержания Fe_2O_3, составляющие 1,33–2,54); ZrO_2 – 64,15–67,11; HfO_2 – 0,37–2,25. В бассейне р. Вычегды химический состав циркона: SiO_2 – 30,71–33,38; CaO – 0,01–0,31; Fe_2O_3 – 0,02–0,27; ZrO_2 – 65,15–66,76; HfO_2 – 0,45–2,50.

В химическом составе цирконов из вычегодского тилла в бассейне р. Лаи SiO_2 составляет 32,09–33,71; CaO – 0,02–0,39; Fe_2O_3 – 0,04–0,36 (в одном образце содержание Fe_2O_3 повышено до 2,28); ZrO_2 – 63,98–67,42; HfO_2 – 1,07–2,15. В долине р. Вычегды SiO_2 содержится 31,15–33,37; CaO – 0,13–0,29; Fe_2O_3 – 0,01–0,71; ZrO_2 – 64,05–67,66; HfO_2 – 0,13–2,41.

В основной части проанализированных образцов печорского тилла р. Лаи Zr/Hf отношения в цирконах находятся в интервале 48–122, что характерно для магматических пород основного и кислого составов. В осадках вычегодского тилла Zr/Hf отношения составляют 51–148, но встречаются показатели выше 270, что типично для метаморфических пород (пород фундамента). В долине р. Вычегды в отложениях печорского горизонта величина Zr/Hf отношения в большинстве образцов варьирует в пределах 45–151, что указывает на поступление циркона из магматитов основного и кислого составов. В вычегодском горизонте отношения элементов Zr/Hf составляют 46–150, что характерно для основных и кислых пород. Но также, как и в вычегодском тилле р. Лаи, встречаются цирконы с высоким показателем Zr/Hf отношения – 819 и 845. Такие значения наиболее свойственны цирконам из метаморфических пород.

В целом результаты анализов цирконов из обоих средненеоплейстоценовых тиллов в долинах рек Лаи и Вычегды указывают на образование их, главным образом, за счет переотложения из магматических пород кислого и основного составов при их дезинтеграции. Значения индикаторных отношений Zr/Hf в цирконах из вычегодского ледникового горизонта свидетельствуют о возможности их поступления из магматических пород основного и кислого составов и метаморфических образований. Вопрос об отсутствии в тиллах цирконов, связанных с породами среднего состава, широко развитыми в Северо-Западной (Фенноскандинавской) питающей провинции, остается открытым.

Список литературы

1. *Андреичева Л.Н., Буравская М.Н.* Типоморфные особенности гранатов из средненеоплейстоценовых тиллов севера и юга Тимано-Печоро-Вычегодского региона / Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017. № 1. С. 16–21.

2. *Ляхович В.В., Учер П., Симан П.* Гафний в цирконе гранитов рапакиви // Докл. АН, 1992. Т. 325. № 3. С. 572–575.

3. *Осовецкий Б.М.* Типоморфизм шлиховых минералов. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 243 с.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

LITHOLOGICAL AND BIOSTRATIGRAPHIC CRITERIA FOR THE SUBDIVISION OF NEOPLEISTOCENE IN THE NORTHEAST OF EUROPEAN RUSSIA

Л.Н. Андреичева, Д.В. Пономарев

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
landreicheva@mail.ru, dvponomarev@inbox.ru

L.N. Andreicheva, D.V. Ponomarev

Institute of Geology of KSC, UB, RAS, Syktyvkar, Russia

На территории севера Европейской России, за исключением ее восточных районов, проведена ревизия материалов по биостратиграфии (копытный лемминг, *Dicrostonyx* и узкочерепная полевка, *Microtus gregalis*) и литостратиграфии среднего и верхнего неоплейстоцена, что позволило осуществить взаимопроверку этих методов при определении возрастной приуроченности геологических тел.

Регионально выдержанными литостратиграфическими критериями морен являются петрографический состав крупнообломочного материала и ориентировка обломков в них. В печорской (днепровской) морене удлиненные обломки пород ориентированы в секторе 340–60°. К выходам этой морены приурочены находки руководящих обломков криноидно-мшанковых мраморовидных известняков, полоса распространения которых вытянута в юго-западном направлении от Новой Земли, где имеются их коренные выходы, до нижней Вычегды [Средневерхнеплейстоценовые…, 1987]. Наличие в морене этих известняков однозначно указывает на поступление их из Новоземельской области сноса. В вычегодском (московском) моренном горизонте длинные оси обломков ориентированы с запада-северо-запада на восток-юго-восток (270–360°), что в комплексе с петрографическим составом пород свидетельствует о поступлении терригенного материала из Фенноскандинавии и Северного Тимана. В полярной морене в петрографическом составе обломков также присутствуют криноидно-мшанковые известняки с Новой Земли, что является специфической особенностью этой морены. Связь с Пайхой-Новоземельским центром оледенения и, возможно, с шельфами Баренцева и Карского морей подтверждается, кроме того, направлением ориентировки обломочного материала с северо-северо-востока на юго-юго-запад. И лишь на правобережье нижней Печоры полярный тилл формировался за счет переотложения терригенного материала ледником, двигавшимся с запада-северо-запада по азимуту 270–320°, что отразилось и в петрографическом составе обломков. Большая часть карбонатных пород представлена светлоокрашенными разностями известняков, поступившими, вероятно, с Карбонового плато на северо-западе Европейской России. Некоторые различия выявлены и в ассоциациях тяжелых минералов из разных горизонтов морен [Андреичева, 2002; Андреичева и др., 2015].

На территории исследований средненеоплейстоценовые фауны грызунов обнаружены между печорской и вычегодской моренами. На основании эволюционного уровня моляров копытных леммингов установлено стратиграфическое положение микротериофаун. По соотношению морфотипов *simplicior* и *henseli* на M1 и M2 все ископаемые комплексы делятся на три группы, которым в модели Н.Г. Смирнова с соавторами [1997] соответствуют три стадии развития зубной системы. Они представлены морфами: *D. simplicior* морфа 2 (Гавриловка, Большая Слуда, Акись, Лая-4), *D. simplicior* морфа 3 (Серчейю-1, Лая-3) и *D. simplicior-gulielmi* (Шапкина-4, Чулей, нижний горизонт Кипиево). Эти эволюционные стадии отвечают соответственно позднепечорскому (МИС 8), родионовскому (шкловскому, МИС 7) и ранневычегодскому (МИС 6) интервалам. С учетом палинологических данных [Дурягина, Коноваленко, 1992] существование в регионе лемминговых фаун в родионовское время представляется вполне вероятным.

Для разных интервалов позднего неоплейстоцена можно выделить возрастные биохронологические критерии: ранний валдай (лайское время, МИС 5а-е) – *D. gulielmi* морфа 2, хотя нельзя исключать и морфу 1 данного вида, и высокая доля

грегалоидного морфотипа у *M. gregalis* (около 50%); средний валдай (бызовское время, МИС 4-3) – морфы 2 и 3 *D. gulielmi*; последний ледниковый максимум – морфа 3 *D. gulielmi*, *D.* ex gr. *gulielmi-torquatus*; позднеледниковье – *D. gulielmi* морфа 3, *D.* ex gr. *gulielmi-torquatus*, морфы 1 и 2 *D. torquatus*; ранний голоцен – морфы 1 и 2 *D. torquatus*; поздний голоцен и современность – морфа 3 *D. torquatus*. Для всех средне-поздневалдайских и современных узкочерепных полевок характерна невысокая доля грегалоидного морфотипа среди m1 (менее 25%).

В связи с подготовкой нового варианта общей стратиграфической схемы четвертичных отложений, необходимость в создании которой назрела давно, особенно актуально проведение обоснованного стратиграфического расчленения и корреляции отложений неоплейстоцена. А надежно привязать стадии эволюционного развития мелких млекопитающих к точным возрастным рубежам можно лишь используя геохронометрические данные, полученные термо- и оптико-люминесцентным, а также уран-ториевым методами для периода времени, запредельного для радиоуглеродного анализа.

Работа выполнена при частичной поддержке Программами фундаментальных исследований УрО РАН №15-18-5-38 и №15-18-5-41.

Список литературы

1. *Андреичева Л.Н.* Плейстоцен Европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.

2. *Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В.* Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.

3. *Дурягина Д.А., Коноваленко Л.А.* Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.

4. *Смирнов Н.Г., Головачев И.Б., Бачура О.П., Кузнецова И.А., Чепраков М.И.* Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Рифей. Челябинск, 1997. С. 60–90.

5. Средневерхнеплейстоценовые отложения нижней Вычегды / Л.Н. Андреичева, Б.И. Гуслицер, Л.А. Коноваленко, В.А. Кочев // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского Северо-Востока СССР. Тр. X геологич. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1987. С. 150–155.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА, АНАЛИЗ ИЗУЧЕННОСТИ, НОВЫЕ ДАННЫЕ

PALEOGEOGRAPHY OF THE HOLOCENE ON THE FRANZ – JOSEF LAND ARCHIPELAGO: ANALYSIS OF STUDY, NEW DATA

М.А. Анисимов[1, 2], А.Э Барляев[1], Т.В. Сапелко[3], Е.С. Носевич[4], Ф.А. Романенко[5]

[1] Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, Россия
[2] 2 ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия
[3] Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия
[4] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, [5] МГУ, Москва, Россия.
ama_geo@mail.ru, aleftin-barlyaev@yandex.ru, tsapelko@mail.ru, katenosevich@mail.ru, faromanenko@mail.ru

M.A. Anisimov[1,2], A.E. Barlyev[1], T.V. Sapelko[3], E.S. Nosevich[4], F.A. Romanovskiy[5]

[1] Saint Petersburg State University
[2] Arctic and Antarctic research institute
[3] Institute of Limnology, RAS
[4] Karpinskiy Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia
[5] Moscow State University, Russia

Активное изучение архипелага Земли Франца-Иосифа началось сразу после его открытия в 1873 г. Первые описания морских террас были выполнены Нансеном на северных островах и на остро-

ве Нортбрук. Начиная с 1929 г., после открытия научно-исследовательской стации в бухте Тихой, сотрудники Арктического института В.Ю. Визе, Р.Л. Самойлович, И.М. Иванов и Т.Н. Спижарский начали объемные гляциологические работы и составили первые описания морских террас на многих островах. В период Международного гляциологического года 1957–1959 на территории архипелага работала комплексная экспедиция Института Географии Академии Наук СССР. Итог работы был обобщен в монографии «Оледенение Земли Франца-Иосифа» где помимо первой полной характеристики ледников архипелага была дана возрастная оценка оледенения. И были выделены три стадии: 10,5 или 8,5 тыс. лет назад (все даты, здесь и ниже С14), около 2,5 тыс. лет назад и 16–19 век нашей эры [Гросвальд и др., 1973]. Первая радиоуглеродная датировка была получена В.Д. Дибнером с 10-метровой террасы на Земле Александры. Возраст террасы был определен как 4250±90 лет назад, это позволило рассчитать скорость поднятия территории как 2,5 мм/год, соответственно террасы находящиеся на высоте 20–25 м были экстраполированы по возрасту как 8,5–10 тыс. лет назад. Более высокие уровни В.Д. Дибнер относил к плейстоценовым образованиям [Дибнер, 1961].

В 2004 г. выходит большая статья Формана с соавторами [Forman et al., 2004] где были обобщены результаты более чем 130 радиоуглеродных датировок террас архипелага. По этим данным была произведена попытка расчета скоростей компенсационного поднятия островов, в этой же работе была представлена карта двух архипелагов (Шпицберген и ЗФИ) с проведенными изобазами для 9 тыс. лет назад и 5 тыс. лет назад. В 2014 г. нами была представлена работа, в которой анализировались более 160 датировок террасовых уровней ЗФИ и более чем 350 датировок Шпицбергена. При анализе радиоуглеродных датировок террасовых комплексов Шпицбергена было установлено, что изменение уровня моря наиболее обоснованно реконструируется при использовании радиоуглеродных датировок плавника (древесина), отобранного с древних береговых валов [Анисимов, Барляев, 2014]. В результате критического анализа всех возрастных характеристик морских террас нам удалось провести условные линии равных поднятий в голоцене для Земли Франца-Иосифа для трех временных срезов (7, 5, 3 тыс. лет назад).

Попытки построения изобаз по раковинам не дали положительного убедительного результата. Практически все датировки по моллюскам ложатся в хаотичное поле. Аналогичная работа, выполненная по плавнику, позволила провести несколько изобаз на исследуемой территории. К сожалению, количество определений возраста террас из различных точек при построении этих карт не превышало 20 на каждую карту, что ограничило нас тремя временными интервалами.

Определение возрастов морских террас архипелага дает нам возможность выявить некоторые аспекты дегляциации. В частность на Земле Александры береговой вал, разделяющий ледниковые отложения от морских отложений перпендикулярно уходит по купол Лунный, что скорее всего говорит о увеличении площади купола после 6,7 тыс. лет назад и изменении конфигурации краевой области ледника. На некоторых островах мы наблюдали аналогичную ситуацию, но, к сожалению, определить возраст террасы удавалось далеко не всегда.

Еще одним важным, но редким источником палеогеографической информации являются торфяники. В настоящее время мы имеем данные только по одному торфянику мощностью около 50 см с острова Мейбл [см. тезисы данного совещания, Носевич и др.]. Этот торфяник был разбит на полигоны повторно-жильным льдом, который в настоящее время частично растаял. Деградация повторно-жильных льдов наблюдается и на других островах, например на острове Ева-Лив.

В настоящее время можно обозначить следующие важные ступени развития архипелага в голоцене:

– освобождение первых территорий от ледника произошло не позднее 10 300 лет назад;

– до 8200 лет назад скорость компенсационного поднятия архипелага опережала скорость эвстатического поднятия;

– около 8200 – ? лет назад происходит (по данным с острова Земля Александры) незначительная регрессия или опережение эвстатического поднятия уровня моря компенсационного поднятия;

– в районе 6700 лет назад на острове Земля Александры в результате стабилизации краевой зоны ледника формируется центральный вал, разделяющий современные осадки острова на ледниковые и морские;

– с 6700 лет назад до настоящего времени происходит замедление компенсационного поднятия архипелага и формирование на берегах островов серий береговых валов;

– после 6700 лет назад произошло, изменение границ оледенения, в результате чего некоторые террасы оказались перекрыты ледниками.

– в районе 4–3 тыс. лет назад на некоторых островах (о. Мейбл, о. Галля) начинают формироваться торфяники мощностью до полуметра;

– в позднем голоцене, на некоторых поверхностях свободных от ленников образуются повторно-жильные льды, которые в настоящее время частично растаяли, образовав не высокие байджарахи (о. Мейбел, о. Галля) или заметные в рельефе тран-

шеи образующие регулярную сетку на поверхности (о. Евы-Лив).

Авторы выражают благодарность администрации Национального парка «Русская Арктика» и лично зам. директора по науке М.В. Гаврило за возможность участия в комплексной экспедиции 2012 года на территории парка и поддержку в аналитических исследованиях.

Список литературы

1. *Дибнер В.Д.* Новые данные по палеогеографии антропогена в свете первых результатов радиокарбоновых исследований // Доклады Академии наук СССР. – 1961. – Т. 135. № 11. С. 893–894.

2. *Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н.* и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа М.: Наука, 1973. С. 361.

3. *Forman S.L. Lubinski D.J., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G.* A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. № 23. P. 1391–1434.

4. *Анисимов М.А., Барляев А.Э.* Особенности изменения положения береговой линии островов Земли Франца-Иосифа в голоцене // Сборник тезисов докладов международной конференции молодых ученых «Изменения климата и природной среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация» (14–20 сентября 2014 года. Кисловодск). М.: ГЕОС, 2014. С. 141–142.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОУГЛЕРОДНОГО МЕТОДА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

THE PRESENT STATE AND PROSPECTS OF RADIOCARBON METHOD FOR DATING OF QUATERNARY SEDIMENTS

Х.А. Арсланов

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
arslanovkh@mail.ru

Kh.A. Arslanov

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Радиоуглеродный метод определения возраста является одним их надежных, точных и широко используемых методов радиоизотопной геохронологии. В настоящее время в равной степени широко используется традиционный метод, основанный на измерении распавшихся атомов ^{14}C (активности ^{14}C) и метод ускорительной масс-спектрометрии (метод AMS), основанный на измерении всего количества атомов ^{14}C. Для датирования методом AMS достаточно несколько мг углерода образца.

В 2013 г. всего функционировали 103 радиоуглеродных лабораторий, использующие метод распада ^{14}C, из них в России 6 лабораторий. Метод AMS функционирует в 40 зарубежных лабораториях ряда европейских стран, США, Японии и Китае. В настоящее время для измерения активности ^{14}C образцов используется сцинтиляционный метод. Из органических и карбонатных образцов синтезируется бензол, и активность ^{14}C бензола измеряется на сцинтиляционном спектрометре. Нам удалось разработать усовершенствованные методы синтеза карбида лития из углерода, полученного путем пиролиза органических образцов, и метод синтеза бензола из ацетилена, используя высокоэффективные ванадийалюмосиликатный и хромалюмосиликатные катализаторы, которые коренным образом упростили методику получения бензола из датируемых образцов [Арсланов, 1987].

При определении радиоуглеродного возраста в качестве международного современного стандарта ^{14}C используется щавелевая кислота. Чтобы избежать трудностей, связанных с синтезом бензола из стандарта щавелевой кислоты, в российских лабораториях используется меченый по ^{14}C бензол, приготовленный Л.Д. Сулержицким в Геологическом институте РАН (стандарт ГИН). Посредством

прецизионных измерений активности ^{14}C данного стандарта и бензола, синтезированного из стандарта щавелевой кислоты, установлено значение кратности активности ^{14}C стандарта ГИН к 95% активности стандарта щавелевой кислоты, равное 4,992±0,011. При вычислении данного значения кратности учитывались поправки на изотопное фракционирование при синтезе бензола и на распад ^{14}C между 1950 г. (нулевой возраст при вычислении ^{14}C возраста) и годом измерения активности ^{14}C [Арсланов и др., 1987]. Данное значение кратности используется для определения активности ^{14}C образцов в геохимических и геофизических исследованиях. При определении возраста образцов используется значение кратности стандарта ГИН, равное 5,0128±0,0128, вычисленное с учетом изотопного фракционирования.

Одной из основных проблем радиоуглеродного датирования является трудность получения достоверного радиоуглеродного возраста проб из позднеплейстоценовых отложений, обусловленное загрязнением проб современным или более молодым чем образец углеродом. Загрязнение образца с действительным возрастом более 50 тыс. лет современным углеродом в количестве 1% придает этому образцу кажущийся возраст 37 тыс. ^{14}C лет (41 тыс. кал. лет), загрязнение в количестве 0,5% – 42,5 тыс. ^{14}C лет (около 46,5 тыс. кал. лет). Источником загрязнения органических образцов являются корешки растений, подвижные формы гуминовых кислот, автотрофные микроорганизмы, хемеобактерии, грибки. Для предотвращения загрязнения образцов вышеназванными компонентами отбор проб, особенно древних, необходимо проводить из глубоких расчисток обнажений вне зоны распространения корней и корешков растений и воздействия микроорганизмов. Многолетний опыт отбора и датирования древних проб показывает, что выполнение этого требования в большинстве случаев позволяет получить достоверные датировки [Арсланов, 1987]. Наиболее подходящими материалами для датирования являются древесина, торф, уголь, гиттия, ископаемые почвы из автохтонных аллювиальных (старичных), озерных, болотных и субаэральных отложений. Для идентификации загрязнения датирование проб растительного детрита, разложившегося торфа, гиттии и ископаемых почв проводится по различным физическим (крупная и мелкая фракция) и химическим фракциям (гуминовые кислоты, извлекаемые холодным и горячим растворами NaOH) [Арсланов, 1987]. За последние десятилетия, благодаря применению усовершенствованного метода очистки коллагена, выделенного из ископаемых костей, бивней, зубов, оленьего рога, удается получить вполне достоверные датировки костного материала [Arslanov, Svezhentsev, 1993].

Для карбонатных образцов (раковины моллюсков, кораллы, фораминиферовые океанические осадки, озерные карбонаты, образующиеся из растворенных в воде карбонатов), основным механизмом загрязнения является обмен между карбонатом кальция образца и растворенными карбонатами, осуществляемый посредством изотопного обмена, диффузии и перекристаллизации. Датированием большой серии образцов раковин моллюском, отобранных на побережье Белого, Баренцева, Каспийского и Черного морей установлено, что радиоуглеродный возраст голоценовых и позднеплейстоценовых толстостенных раковин в большинстве случаев согласуются между собой [Арсланов, 1987]. Однако тонкостенные раковины из раннехвалынских отложений Каспийского моря в ряде случаев показали заниженный возраст и по внутренней фракции [Арсланов и др., 2015]. Результаты датирования показали, что возраст раковин смешанного состава в ряде случаев значительно превышает возраста раннехвалынских раковин моллюсков, что свидетельствует о наличии в образцах смешанного видового состава древних переотложенных раковин. При датировании образцов раковин из отложений Черного и Каспийского морей мы учитывали взаимокомпенсирующие поправки, обусловленные изотопным фракционированием (+400 лет) и резервуарным возрастом (–400 лет). Резервуарный возраст раковин моллюсков, собранных живыми в 1904–1914 гг. на побережье Черного моря, составляет, по нашим определениям, 523±66, на побережье Каспийского моря 384±59 лет [Арсланов, Тертычная, 1983]. В настоящее время доступны данные о резервуарном возрасте образцов морского генезиса на многих морских побережьях [Арсланов, 1987].

В исследованиях по радиоуглеродному датированию большое внимание уделяется определению калиброванного (календарного) возраста. В настоящее время путем датирования радиоуглеродным методом годичных колец деревьев в интервале 0–13 900 кал. лет и растительных остатков из ленточных осадков оз. Суигетсу, Япония (13 900–50 000 кал. лет), датирования радиоуглеродными уран-ториевым методами годичных слоев кораллов (10 000–36 000 кал. лет), пещерных сталагмитов (14 000–44 000 кал. лет) и фораминиферовых морских осадков (12 000–45 000 кал. лет) были построены калибровочные кривые IntCal13 и Marine13 в интервале 0–50 000 кал. лет [Reimer at al., 2013]. Из-за вариаций концентрации ^{14}C, вызванных геомагнитной и солнечной модуляцией потока космических лучей и изменений в обменном углеродном резервуаре, радиоуглеродный возраст существенно отличается от календарного: в интервале 10–46 тыс. кал. лет календарный возраст превышает радиоуглеродный на 1500–4500 лет. Наряду с долгопериодными вариациями концентрации

^{14}C в атмосфере установлены и короткопериодные вариации, которые образуют на калибровочной кривой изгибы, где в течение до 300–400 календарных лет радиоуглеродный возраст существенно не изменяется вплоть до образования на калибровочной кривой плато, например в интервале 2370–2750 и 4900–5300 кал. лет [Stuiver et al., 1998]. В голоцене и позднеледниковье выявлен ряд таких интервалов. В этих интервалах калиброванный возраст определяется с большой ошибкой.

Бронк Рамсей на основе теории Бейсиан (Bayesian) разработал модель осадконакопления P-Sequence для калибровочной программы OxCal v.4.0, которая на основании обработки данных стратиграфии отложений, глубины залегания образца и его радиоуглеродного и калиброванного возраста позволяет определить моделированный возраст, представляющий собой корректированный калиброванный возраст, независимо от того, находится ли определяемый возраст на линейном участке или на изгибах и плато калибровочной кривой [Bronk Ramsey, 2008]. Это своего рода метод наложения датированных радиоуглеродным методом образцов годичных колец деревьев на калибровочную кривую, широко применяемую для прецизионного датирования археологических объектов. Модель осадконакопления P-Sequence позволяет определить на участках изгибов действительную скорость осадконакопления, характерную для смежных линейных участков калибровочной кривой. Эту модель необходимо использовать для прецизионного датирования озерно-болотных и морских отложений с целью изучения динамики растительности и палеоклиматов в голоцене и позднеледниковье. Для подобных исследований необходимо датировать пробы с шагом не менее 500–1000 лет.

С применением усовершенствованной сцинтилляционной методики и уран-ториевого метода датирования в сотрудничестве со многими исследователями были изучены многие верхнеплейстоценовые разрезы и разработана геохронологическая шкала верхнего плейстоцена Европейской территории России, которая была сопоставлена с хронологией морских изотопных стадий [Арсланов, 1987, 1992]. Согласно этой шкале возраст микулинских межледниковых отложений и отложений бореальной, карангатской и верхнехазарской трансгрессий Белого, Баренцева, Черного и Каспийского морей охватывает интервал 128–116 тыс. л. (МИС-5е), ранневалдайского тосненского (верхневолжеского) межстадиала 105–95 тыс. л. (МИС-5с), круглицкого межстадиала 85–72 тыс. л. (МИС-5а), шестихинского похолодания (ранневалдайской ледниковой стадии) 72–58 тыс. л. (МИС-4), средневалдайского мегаинтерстадиала 58–25 тыс. ^{14}C лет (МИС-3), максимальной стадии валдайского оледенения 25,0–16,5 тыс. ^{14}C лет (МИС-2) и поздневалдайских стадий и межстадиалов 16,5–10 тыс. ^{14}C лет (МИС-2). Геохронологические исследования с применением радиоуглеродного метода показали аналогичную хронологию и ритмику палеоклиматических изменений в течение каргинского мегаинтерстадиала в Сибири, синхронного средневалдайскому мегаинтерстадиалу [Лаухин и др., 2006; Арсланов и др., 2009, 2011].

Радиоуглеродный метод также широко применяется для установления хронологии цунами, землетрясений, и извержений вулканов [Разжигаева и др., 2017; Дегтяров и др., 2015].

Назревшей задачей последующих исследований является организация в России AMS радиоуглеродной лаборатории для датирования миллиграммовых количеств образцов. На начальном этапе следует наладить изготовление графитовых мишеней для последующих измерений на AMS установке.

Использование для измерения активности ^{14}C ультра низкофонового сцинтилляционного спектрометра Quantulus позволяет достичь предела датирования вплоть до 60 тыс. кал. лет и дает возможность датировать голоценовые и позднеледниковые образцы, содержащие несколько грамм углерода. При определении возраста карбонатных образцов из пресноводных бассейнов и подземных вод необходимо вводить поправки на изотопное фракционирование и на содержание древнего карбоната на основе масс-спектрометрических измерений изотопа ^{13}C. Отечественные лаборатории должны быть обеспечены указанными приборами.

В настоящее время содержание ^{14}C в атмосфере и биосфере приближается к натуральному содержанию в XIX веке. Поэтому резервуарный возраст образцов, отобранных из пресноводных бассейнов, возможно, определить путем измерений активности ^{14}C современных карбонатов, водных растений и живых организмов.

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ № 18.40.68.2017 «Модернизация материально-технической базы фундаментальных научных исследований».

Список литературы

1. *Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Ленинград: Изд-во Ленинградского университета, 1987, 300 с.

2. *Арсланов Х.А.* Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М: Наука, 1992. С. 10–19.

3. *Арсланов Х.А. Тертычная Т.В.* О содержании ^{14}C в каспийских и черноморских раковинах моллюсков // Методы изотопной геологии. М., 1983. С. 175–177.

4. *Арсланов Х.А. Чернов С.Б., Тертычная Т.В.* Калибровка Всесоюзного радиоуглеродного стандарта по стандарту NBS и кольцам сосны 1846–1855 гг. // Методы изотопной геологии. М., 1987. С. 254–256.

5. *Арсланов Х.А. Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Чернов С.Б., Тертычная Т.В., Жеребцов И.Е.* Радиоуглеродная хронология и ландшафты Липовско-Новоселского межстадиала Западной Сибири // Фундаментальные проблемы Квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 44–47.

6. *Дегтяров А.В., Рыбин А.В., Арсланов Х.А. Коротеев И.Г., Гурьянов В.Б., Козлов Д.Н., Чибисова М.В.* Эксплозивные извержения на о. Итуруп в голоцене: предварительные результаты тефрохронологических исследований // Мониторинг. Наука и технологии, 2016. № 2, С. 6–10.

7. *Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н., Величкевич Ф.Ю., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Тертычная Т.В.* Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Доклады Академии Наук. 2006, Т. 411, № 4, С. 540–544.

8. *Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Харламов А.А., Арсланов Х.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О., Петров А.Ю.* Проблемы палеореконструкций мегацунами на Южных Курилах // Тихоокеанская геология, 2017, Т. 36, № 1, С. 39–51.

9. *Arslanov Kh.A., Svezhentsev Yu.S.* An improved method for radiocarbon dating fossil bones // Radiocarbon. 1993. Vol. 35, N 3. P. 387–391.

10. *Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., Starikova A.A.* On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}Th/^{234}U$ methods // Quaternary International, 2016. Vol. 409. P. 81–87.

11. *Bronk Ramsey C.* Deposition models for chronological records. // Quaternary Science Reviews, 2008, 27, 42–60.

12. *Reimer P.J., Bard E., Bayliss A.* et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon, 2013. Vol. 55, № 4, P. 1869–1887.

13. *Stuiver M., Reimer P.J., Bard E.* et al. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP // Radiocarbon, 1998. Vol. 40, № 3, P. 1041–1083.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЙ НА ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО ШЕЛЬФОВЫМ СЕДИМЕНТАЦИОННЫМ ЗАПИСЯМ

RECONSTRUCTION OF THE LATE HOLOCENE HISTORY OF CATASTROPHIC FLOODS ON THE WEST COAST OF THE SEA OF JAPAN USING THE RECORDS IN THE SHELVES SEDIMENTS

А.С. Астахов, А.В. Дарьин, И.А. Калугин

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия
astakhov@poi.dvo.ru
Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Astakhov A.S., Dar'in A.V., Kalugin I.A.

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia
Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SBRAS, Novosibirsk, Russia

Западное побережье Японского моря является традиционным районом выхода на побережье тропических ураганов (тайфунов) из северо-западной части Тихого океана. Они, или, возникающие при их разрушении тропические депрессии, определяют возникновение наиболее интенсивных катастрофи-

ческих наводнений в регионе. Ранее, приизучении осадочных слоев, накопившихся за последние 40–50 лет в Амурском заливе Японского моря были выявлены тонкие (3–8 мм) горизонты осадков, не содержащие бром, обычно концентрирующийся в морском органическом веществе [Kaluginetal., 2015]. Показано, что они накапливались во время катастрофических наводнений, когда в Амурский залив в течение нескольких дней речными водами выносилось с суши огромное количество взвешенного вещества, не содержащего бром. Возможности для таких детальных реконструкций по донным осадкам определяются высокой скоростью осадконакопления, использованием уникального метода субмиллиметрового сканирования химического состава осадков на ренгтенофлюоресцентной установке на синхротронном излучении (РФА СИ) [Дарьин и др., 2013], низкой биотурбацией осадков.

Изучались три колонки отложений длиной 4,2–4,6 м, отобранные гравитационной трубкой в 2014 г. Возрастные модели колонок основаны на тефрохронологических данных и радиоуглеродном AMS датировании раковин моллюсков. Дополнительно использовались палеомагнитный анализ, распределение ^{137}Cs и неравновесного ^{210}Pb, а также типичные вариации распределения антропогенной ртути [Акуличев и др., 2016]. По результатам РФА СИ сканирования во всех колонках выделяются характерные слои с минимальным содержанием брома (рис. 1). Для выделения сигналов наводнений по ним использовалось обратное нормирование содержаний брома по рубидию, в результате чего отрицательные относительно тренда пики брома были преобразованы в положительные пики Rb/Br. Помимо лучшей наглядности это дает возможность использовать амплитуду пиков как одну из характеристик интенсивности наводнения.

Для получения сигналов наводнений (ΔRb/Br) из распределения Rb/Br выделялисьтолько положительные пики, получаемые при вычитании из измеренных значений Rb/Br их сглаженных с окном 29 (в данном случае) величин (тренда). При обработке данных по сигналам наводнений были подсчитаны количество сигналов, имеющих определенную амплитуду (при подсчете периоды с биотурбацией осадков не учитывались), и выявлена максималь-

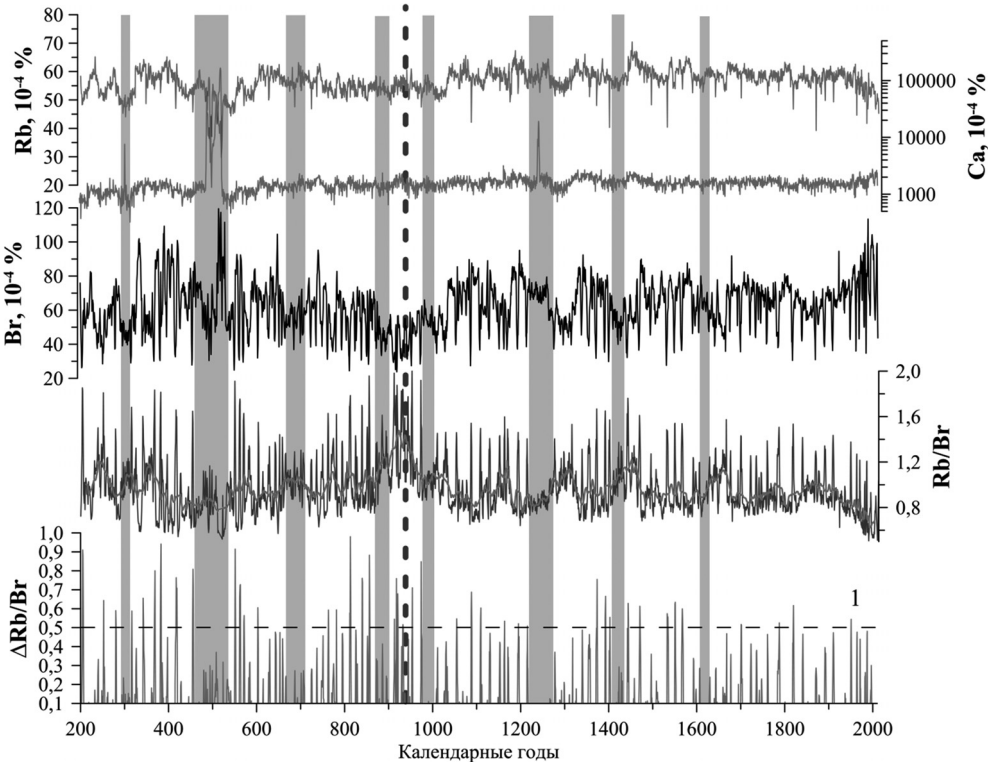


Рис. 1. Содержания на временной шкале некоторых химических элементов в осадках верхней части колонки LV66-3 по данным РФА СИ сканирования с шагом 0,5–1,2 мм и преобразование распределения брома в сигналы наводнений (ΔRb/Br).

Вертикальной заливкой показаны временные интервалы с признаками биотурбации, штриховой линией – положение пеплового прослоя B-Tm катастрофического извержения вулкана Байтоушань (Пектусан) в 10 веке н.э. Жирная линия на диаграмме Rb/Br – тренд линейной фильтрации (сглаживания) по 29 точкам. Штриховая линия на диаграмме ΔRb/Br – уровень сигналов наводнений принятый при подсчете повторяемости (рис. 2); цифрой 1 на нейпоказан предполагаемый сигнал наводнения, вызванного прохождением тропического урагана Эмма (1954 г.) четвертой категории интенсивности

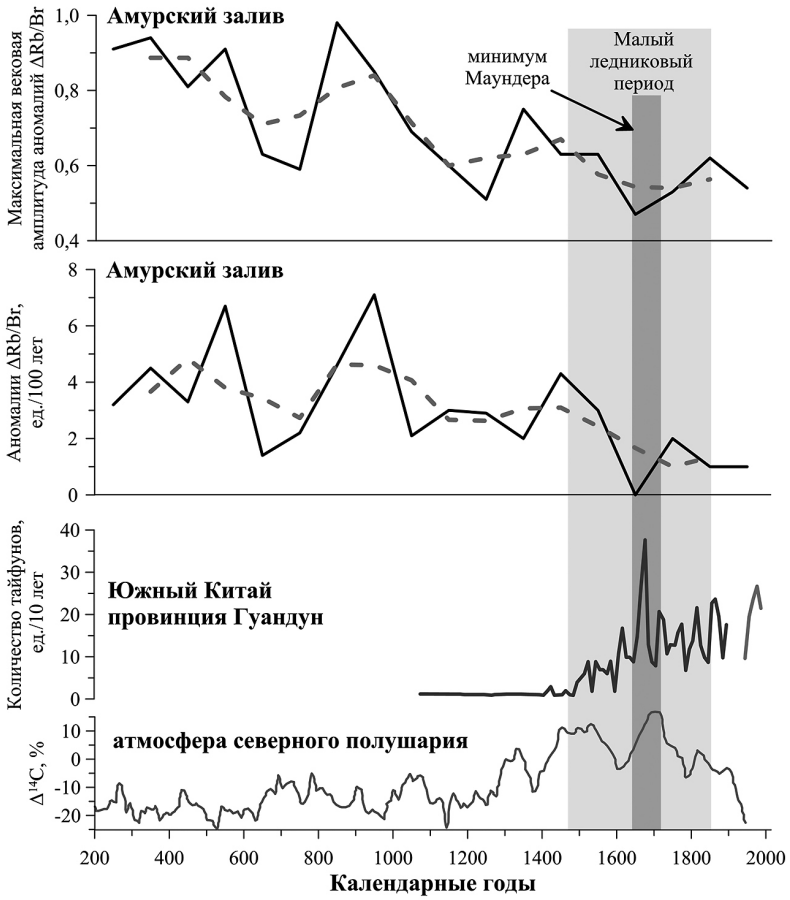


Рис. 2. Частота и интенсивность сигналов наводнений за последние 1800 лет в осадках колонки LV66-3 из Амурского залива Японского моря, повторяемость тайфунов в Южном Китае за последние 1000 лет [Liu et al., 2001] (черная линия – реконструкция по историческим хроникам, серая – данные наблюдений) и вариации изотопного состава углерода CO_2 атмосферы северного полушария [Stuiver, Braziunas, 1993]

ная амплитуда их для каждого столетия (рис. 2). По вариациям количества сигналов наводнений и их амплитуды просматривается тенденция уменьшения частоты катастрофических наводнений и амплитуды сигналов по седиментационным записям в Малый ледниковый период и, особенно в 17 веке, по сравнению с предшествующими веками с более теплым климатом. Эти вариации находятся в противофазе с установленной для Южного Китая зависимостью увеличения числа тайфунов, выходящих на побережье, в холодные периоды глобального климата, особенно, в Минимум Маундера. Таким образом, подтверждено ранее высказанное предположение [Liu et al., 2001] о смещение путей тайфунов в холодные периоды климатической истории к югу, а в теплые – на север. Отсутствие связей между частотой прохождения тайфунов как в Приморье, так и в Южном Китае с глобальными климатическими изменениями в 19–20 веках требует дополнительного изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 15-05-06845-а; 16-05-00657-а).

Список литературы

1. *Акуличев В.А., Астахов А.С., Малахов М.И., Аксентов К.И., Карабцов А.А., Марьяш А.А., Алаторцев А.В.* Первая находка криптотефры катастрофических извержений вулкана Байтоушань X в. н.э. в шельфовых отложениях Японского моря. – ДАН, 2016, т. 469, № 6. С. 734–738.

2. *Дарьин А.В., Калугин И.А., Ракшун Я.В.* Сканирующий рентгеноспектральный микроанализ образцов донных осадков с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН – Известия Российской академии наук. Серия физическая, 2013, т. 77, № 2. С. 204.

3. *Kalugin I., Astakhov A., Darin A, Aksentov K.* Anomalies of bromine in the estuarine sediments as a signal of floods associated with typhoons – Chinese Journal of Oceanology and Limnology, 2015, v. 33(6). P. 1489–1495.

4. *Liu K.-B., Shen C., Louie K.-S.* A 1,000-Year History of Typhoon Landfalls in Guangdong, Southern China, Reconstructed from Chinese Historical Documentary Records – Annals of the Association of American Geographers, 2001, v. 91, № 3. P. 453–464.

5. *Stuiver M., Braziunas T.F.* Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}CO_2$: an evaluation of casual and spectral relationships – *Holocene*, 1993, v. **3**, No 4. P. 289–305.

ВОЗМОЖНОСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ АРКТИКИ ПО ВАРИАЦИЯМ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (РЕНГЕНОФЛЮОРЕСЦЕНТНОЕ СКАНИРОВАНИЕ НА СИНХРОТРОННОМ ИЗЛУЧЕНИИ)

POSSIBLE RECONSTRUCTION OF ICE CONDITIONS IN THE ARCTIC BY DETAILED VARIATION OF CHEMICAL COMPOSITION IN SHELVES SEDIMENTS (X-RAY FLUORESCENSE ON SINHROTRON RADIATION SCANNING)

А.С. Астахов, Лю Янгуанг[1], А.В. Дарьин[2], И.А. Калугин[2], А.А. Босин

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия
astakhov@poi.dvo.ru
[1] Первый институт океанографии ГОА, Циндао, КНР
[2] Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

A.S. Astakhov, Liu Yanguang[1], A.V. Dar'in[2], I.A. Kalugin[2], A.A. Bosin

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia
[1] First Institute of Oceanography, SOA, China
[2] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

В последние десятилетия в Северном Ледовитом океане отмечается значительное увеличение площади акваторий освобождающихся ото льда в летне-осенний период. Скорость этого процесса значительно превосходит прогнозные модели, основанные на учете увеличения содержания парниковых газов в атмосфере вследствие деятельности человека. Поэтому возникла необходимость разработки моделей, учитывающих цикличность природных процессов или полностью основанных на ней. Максимальные темпы изменения ледовых условий в историческое время зафиксированы в северной части Чукотского и

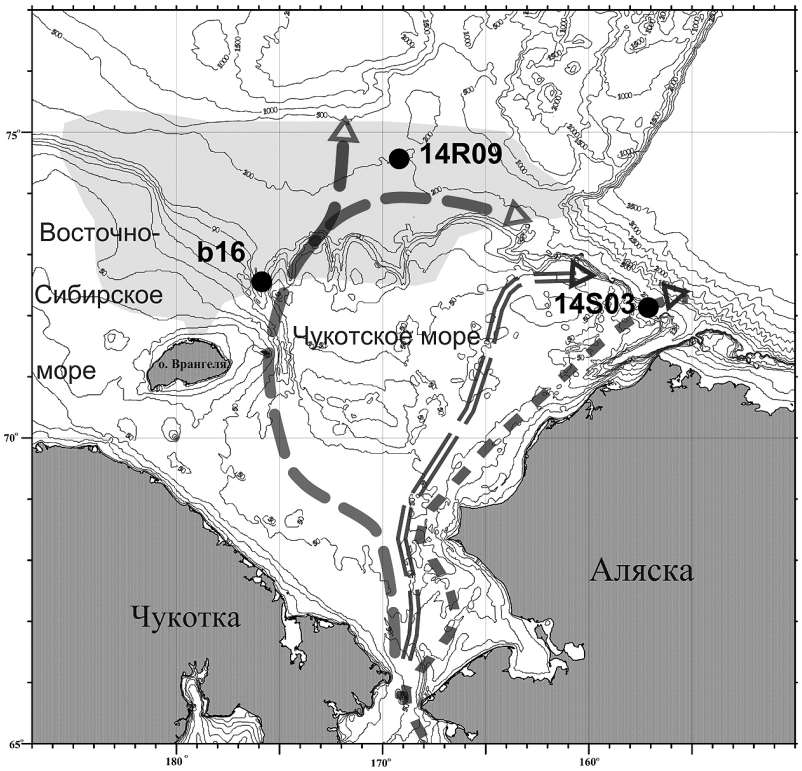


Рис. 1. Места отбора изученных разрезов.

Серой заливкой показана область максимальных изменений концентрации льдов в сентябре в 2004–2013 по сравнению с 1980–1989 г. [Wood et al., 2015], штриховыми линиями со стрелками – пути распространения в Чукотском море различных ветвей теплых тихоокеанских вод (по [Grebmeier, 2012]).

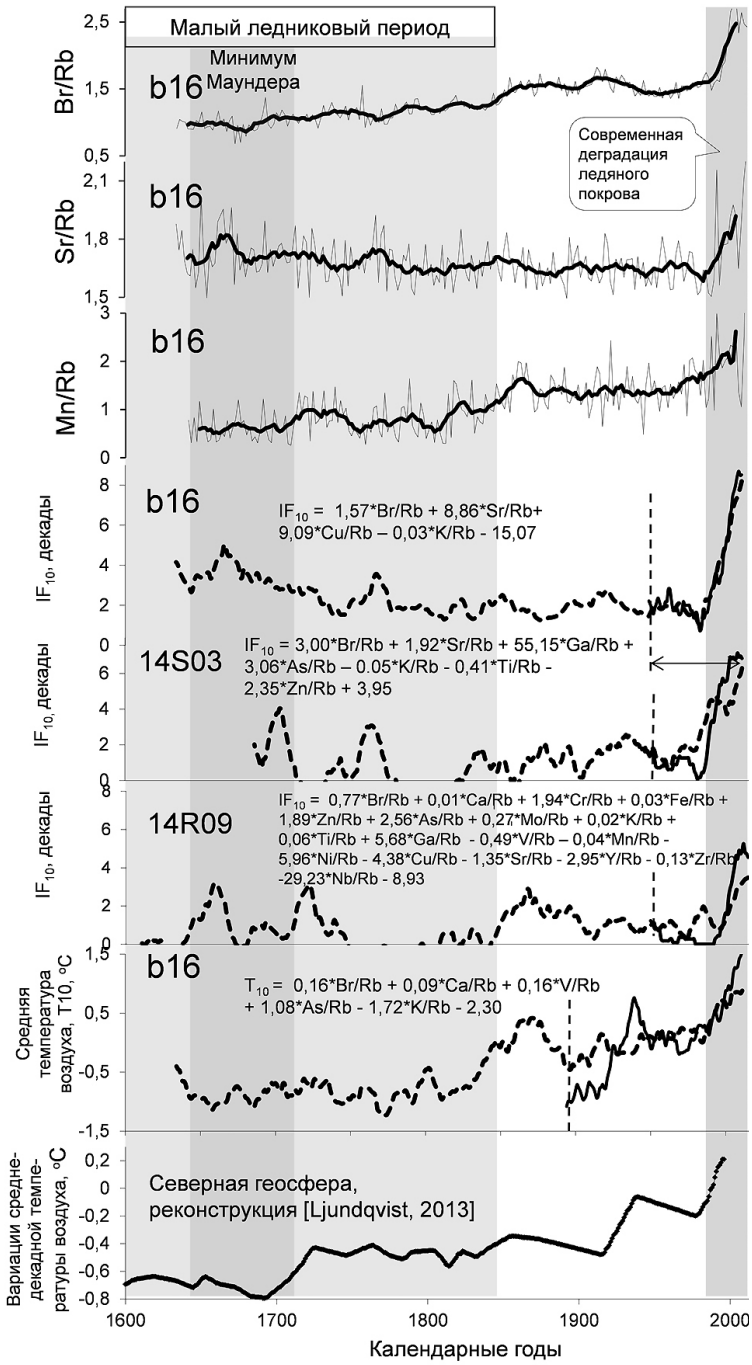


Рис. 2. Примеры распределения некорых биогенных и редокс-чувствительных элементов в осадках колонки b16, временные ряды реконструированных (штриховая линия) и наблюденных (сплошная линия) параметров природной среды по трем колонкам (IF_{10} – продолжительность безледного периода; T_{10} – среднегодовая температура воздуха), калибровочные модели преобразования данных химического состава осадков в параметры природной среды.

Вертикальные штриховые – время начала регистрации параметров природной среды (временного интервала использованного для создания калибровочной модели)

в северо-восточной части Восточно-Сибирского морей (рис. 1). Предполагается, что возможными причинами этого могут быть усиление атмосферного теплопереноса из района Берингова моря в северном направлении, усиление соле- и теплопереноса из Берингова в Чукотское море через Берингов пролив [Grebmeier et al., 2006], подъем относительно теплых промежуточных атлантических вод, проникающих в Амеразийский бассейн вдоль материкового склона Евразии [Wang et al., 2010].

Шельфовые отложения арктических морей существенно обеднены биогенными компонентами,

что снижает возможность использования их для палеореконструкций. В связи с этим, целью работы явилось определение возможностей количественной реконструкции изменений природной среды и ледовитости арктического шельфа по детальным вариациям химического состава накапливающихся слоев донных осадков. Возможности таких реконструкций определяются использованием субмиллиметровый рентгенофлюоресцентного на синхротронном излучении сканирования (РФА СИ) осадочных слоев накопившихся за период инструментальных наблюдений. Основным методическим подходом было РФА СИ сканирование химического состава осадков с шагом 0,5–0,8 мм, сопоставление его с рядами измеренных гидрометеорологических характеристик (последние 60–100 лет), разработка методами множественной регрессии калибровочных моделей, связывающих отдельные гидрометеорологические параметры и химический состав осадков по стандартным методикам [von Gunten et al., 2012].

Для исследований были выбраны три осадочных разреза, полученные малтикорером в северной части Чукотского моря (рис. 1), где отмечено резкое увеличение продолжительности безледного периода (БЛП) за последние 20 лет (рис. 2). Возрастные модели разрезов основываются на скоростях осадконакопления, определенных по неравновесному изотопу ^{210}Pb, рассчитанные по модели постоянной начальной концентрации [Вологина и др., 2016]. В колонках b16, 14R09, 14S03 она составила соответственно 0.9, 0,4 и 1,7 мм/год. Для устранения влияния различной влажности и гранулометрического состава осадков содержания химических элементов по данным РФА СИ сканирования нормировались по рубидию. Распределение биогенных (Br, Ca, Sr, $C_{орг.}$, $CaCO_3$, SiO_2ам.) и редокс-чувствительных (Mn, Fe) элементов а некоторых разрезах (рис. 2) оказались хорошо сопоставимо с вариациями глобального климата и иногда фиксирует деградацию ледяного покрова в этом регионе в последние 20–30 лет (рис. 2).

На рисунке 2 представлены примеры трансферных функций (калибровочных моделей), полученных из временных геохимических рядов и рядов наблюдений ледовитости и среднегодовой температуры воздуха в соответствующих точках. Расчеты температур приземной атмосферы показали хорошую корреляцию (0,89) реконструкции с инструментальными данными на интервале обучения (1895–2012), а также общую конфигурацию близкую к палеотемпературному профилю по Северному полушарию с коэффициентом корреляции 0.58. Наилучшая достоверность реконструкции продолжительности безледного периода достигнута по колонке b16 с коэффициентом корреляции 0,99 за 1950–1999 гг.; в колонках 14R09 и 14S03 корреляция хуже (0,85 и 0,87) соответственно.

Реконструкции ледовых условий для последних 400 лет по трем разрезам северной части Чукотского моря с использование разработанных калибровочных моделей выявили увеличение продолжительности БЛП во время основной стадии похолодания Малого ледникового периода в Минимум Маундера, хотя отчетливо и достоверно это проявлено только в колонке b16. Учитывая положение изученных колонок в пределах области распространения тихоокеанских вод, поникающих через Берингов пролив, возможной причиной этого может быть увеличение поступления теплых тихоокеанских вод во время Малого ледникового периода, что должно компенсироваться/стимулироваться уменьшением поступления в Северный Ледовитый океан атлантических вод.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-10109).

Список литературы

1. *Вологина Е.Г., Штурм М., Калугин И.А., Дарьин А.В., Астахов А.С., Черняева Г.П., Колесник А.Н., Босин А.А.* Реконструкция условий позднеголоценового осадконакопления по данным комплексного анализа колонки донных отложений Чукотского моря // ДАН. 2016. Т. 469(5). С. 597–601.

2. *Grebmeier J.M.* Biological community shifts in Pacific Arctic and sub-Arctic seas // Annual Review of Marine Science. 2012. V. 4. P. 63–78, doi: 10.114/annurev-marine-120710-100926.

3. *Von Gunten L., Grosjean M., Kamenik C., Fujak M., Urrutia R.* Calibrating biogeochemical and physical climate proxies from non-varved lake sediments with meteorological data: methods and case studies // *Journal of Paleolimnology.* 2012. V. 47. P. 583–600.

4. *Wang R., Xiao W.S., März C., Li Q.* Late Quaternary paleoenvironmental changes revealed in multi-proxy records from the Chukchi Abyssal Plain, western Arctic Ocean // Global and Planetary Change. 2013. V. 108. P. 100–118.

5. *Wood K.R., Wang J., Salo S.A., Stabeno P.J.* The Climate of the Pacific Arctic During the First RUSALCA Decade 2004-2013 // Oceanography. 2015. V. 28(3). P. 24–35.

КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА УРАЛЬСКОМ СЕВЕРЕ

CORRELATION OF GLACIAL FORMATIONS IN THE NORTHERN URALS

В.И. Астахов

Санкт-Петербургский государственный университет;
Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия
val@nb15514spb.edu

V.I. Astakhov

St. Petersburg State University; Russian Geological Research Institute,
St. Petersburg, Russia

Геологическое картирование и фотогеологическая интерпретация не подтвердили традиционную концепцию важного центра плейстоценовых оледенений в Уральских горах. Выяснилась доминирующая роль шельфовых центров оледенения, при которой Уральские горы главным образом служили пассивным орографическим барьером на пути растекания арктического покровного льда. Собственно уральское оледенение сводилось к долинным и местами предгорным ледникам, в основном на наветренном западном склоне [Астахов, 2015]. Совсем незначительное оледенение установлено в горах Полярного Урала для времени глобального температурного минимума морской изотопной стадии 2 (МИС 2) [Mangerud et al., 2008].

Традиционно ледниковые образования по обе стороны Уральской горной цепи сопоставлялись по картографическому облику аккумулятивного рельефа и по положению морен в местных стратиграфических колонках. В последнюю четверть века появились новые возможности в связи с развитием дистанционных методов, особенно спутниковых съемок, и благодаря множеству дат, полученных современными методами в процессе международных стратиграфических исследований [Mangerud et al., 1999, 2008; Astakhov, 2004, 2006; Svendsen et al., 2004; Астахов и др., 2007]. Новые, более представительные даты зачастую опровергают старые представления о возрасте ледниковых событий, базировавшихся на заниженных радиоуглеродных возрастах, полученных при сжигании больших объемов органики из единичных проб. Так, серия запредельных и близких к пределу значений радиоуглеродного возраста получена AMS методом из аллювия, вложенного в осадки последнего приледникового озера в Мамонтовой Курье на Полярном круге [Svendsen et al., 2014].

Еще больше геохронометрической информации дает оптико-люминесцентное (OSL) датирование, которое применимо к большинству песчаных пород с зернами кварца. Следствием этого качества является количественный эффект: при наличии многих OSL дат из одной толщи валидность каждой отдельной даты не играет решающей роли. Важна статистическая оценка астрономического возраста по имеющемуся множеству значений OSL возраста. Так, численная оценка возраста максимума последнего оледенения в равнинном Приуралье получена по 27 OSL пробам из песков приледникового озера Коми, давшим взвешенное среднее значение 82 тыс. л.н. Близкое значение 78,5 тыс. л.н. получено и как среднее из 14 OSL дат по осадкам зауральского приледникового озера на Оби [Mangerud et al., 2004; Астахов и др., 2007]. Эти даты подтверждают примерную синхронность наступания последнего арктического ледника вдоль обоих склонов Полярного Урала (рис.), ранее предполагавшуюся по результатам фотогеологического картирования морен [Астахов, 1981]. Датирование зандров крупных ледников в горах и предгорьях дало несколько меньшие значения: исключая один отскок в 158 тыс. лет, среднее значение 76 тыс. л.н. получается из 8 дат у края предгорного моренного шлейфа на р. Бол. Усе [Svendsen et al., 2014] и 76,5 тыс. л.н. из 11 проб у края ледникового языка, вторгшегося с СЗ в горы на р. Бол. Каре [Хенриксен, Назаров, 2009]. Все эти значения располагаются в пределах нормального для OSL метода 8% интервала статистической погрешности.

Решающим фактором является подтверждение радиоуглеродной и люминесцентной хронометрии независимыми радиоизотопными методами (рис.). Древний возраст основной массы приуральских морен, кроме OSL дат, поддержан уран-ториевым датированием мощных торфяников, перекрытых вычегодской мореной в Родионове [Арсланов и др., 2005] и на р. Сейде [Астахов, 2004]. Средненеоплейстоценовый возраст зауральских морен следует

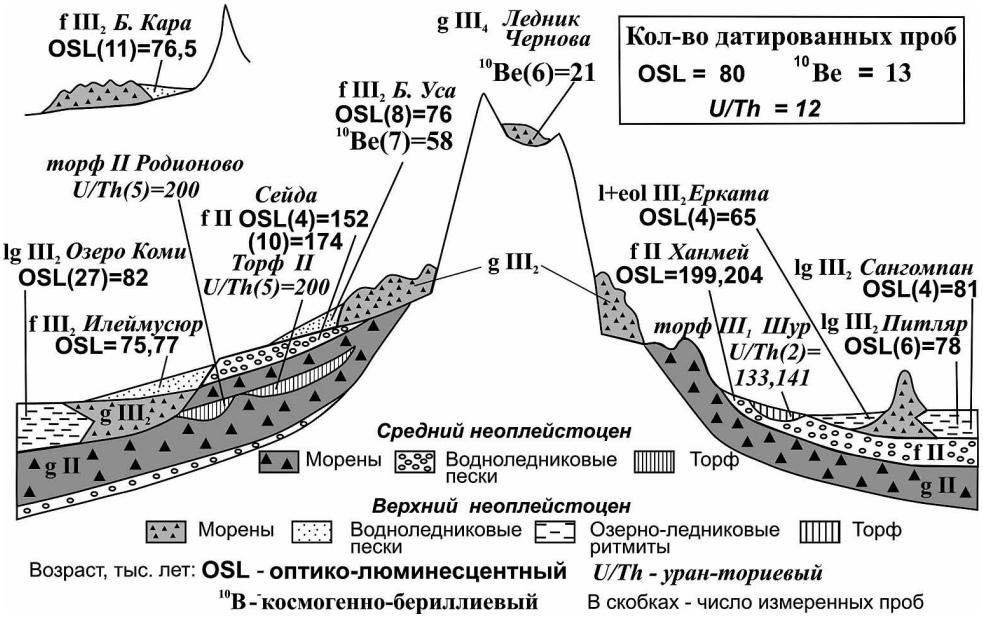


Рисунок. Главные геохронометрические результаты в опорных разрезах древнеледниковых образований Уральского Севера (Озеро Коми, Илеймусюр – Mangerud et al., 2004; Сейда – Astakhov, 2004; Родионово – Арсланов и др., 2005; Ледник Чернова – Mangerud et al., 2008; Б. Кара – Хенриксен, Назаров, 2009; Б. Уса – Svendsen et al., 2014; Шур – Астахов и др., 2005; Сангомпан, Питляр, Ханмей, Ерката – Astakhov, 2006, Астахов и др., 2007)

из U/Th дат перекрывающего торфяника 133±14 и 141,1±11,7 тыс. л.н. в Шурышкарах на Оби, которые с учетом «теплой» спорово-пыльцевой диаграммы и интервала лабораторной погрешности надежно относят торфяник к последнему межледниковью эпохи МИС 5 [Астахов и др., 2005]. Заключительное хронометрическое звено получено измерениями содержания космогенного бериллия-10 в горных моренах западного склона Полярного Урала. Здесь свободно лежащие валуны подвергались космическому облучению в течение 21 тыс. лет (6 дат) не далее 1 км от современного ледника. Ниже по склону средний космогенный возраст валунов уже 58±3 тыс. лет [Mangerud et al., 2008], что есть решающее подтверждение ранневалдайского возраста последнего оледенения Урала. Обобщенный профиль суммирует результаты хронометрической корреляции (рис.).

Список литературы

1. *Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е.* и др. Уран-ториевый возраст и палеоботаническая характеристика межледникового торфяника в опорном разрезе Родионово // Квартер-2005. Материалы IV Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, 2005. С. 21–23.

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

3. *Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е.* и др. Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Доклады АН, 2005. Т. 401. № 1. С. 95–99.

4. *Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И.* Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 190–206.

5. *Астахов В.И.* Последнее оледенение на севере Урала: возраст и распространение. Мат-лы IX Всеросс. совещания по изучению четвертичного периода. Ин-т географии СО РАН, Иркутск, 2015. С. 33–35.

6. *Хенриксен М., Назаров Д.В.* Возраст последнего наступания ледников на Полярный Урал. Геология полярных областей Земли // Мат-лы XLII Тектонического совещания. М., ГЕОС, 2009. Т. 2. С. 273–274.

7. *Astakhov V.* Middle Pleistocene glaciations of the Russian North // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23. P. 1285–1311.

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

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

10. *Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T.* Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quaternary Science Reviews, 2008. Vol. 27. P. 1047–1057.

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

12. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I.* et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.

13. *Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J.* et al. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5-2 // Quaternary Science Reviews, 2014. Vol. 92. P. 409–428.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ)

GEOMORPHIC ANALYSIS IN THE INTERPRETATION OF GEOLOGICAL MATERIALS (ON THE EXAMPLE OF THE NORTHERN CASPIAN PLAIN)

Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
badyukova@yandex.ru

E.N. Badyukova

Lomonosov Moscow state University, faculty of geography, Moscow, Russia

Рельеф Северного Прикаспия при общей его равнинности отличается большим разнообразием. Главными реками междуречья Волги и Урала являются Большой и Малый Узени и Кушум, кроме этого много небольших речек, устья которых располагаются на Прикаспийской низменности. Во время половодий они затапливают обширные понижения, образуя Чижинские, Дюринские и Балыкнинские, Камыш-Самарские и другие разливы. Эти вытянутые бессточные впадины, занятые лиманами, часто соединяясь друг с другом, протягиваются на десятки километров. Четковидные и долинообразные лиманы чередуются с вытянутыми увалами, являющимися останцами размыва. Плоское дно лиманов также часто характеризуются эрозионным мезорельефом – руслообразными узкими понижениями, и удлиненными валами и буграми высотой 2–3 м, ориентированными по основному простиранию лиманов. Многие озера и соры вытянуты почти в широтном направлении вдоль границ массива Волго-Уральских песков, как бы растекаясь вдоль естественного препятствия. На данной территории существуют многочисленные формы рельефа, в котором сочетаются черты проточности с чертами бессточности. Это руслообразные борозды и понижения, замкнутые котловины, удлиненные валы и бугры. Одни из авторов приписывали им следы разветвленной гидрографической сети, другие считали, что они образовались в разнообразных понижениях обсохшего морского дна после отступания к югу хвалынского моря. Третьи приписывали значительной части этих форм подводно-дельтовый генезис.

Наряду с перечисленными формами рельефа для Северного Прикаспия свойственны характерные формы рельефа, т.н. врезанные или слепые дельты, приуроченные к устьям бессточных рек, которые слепо заканчиваются вблизи Волго-Уральских песков. В отличие от обычных аккумулятивных дельт, во врезанных дельтах рукава протекают не по аллювиальным отложениям, которые развиты лишь в виде узких фрагментов вдоль русел, а глубоко врезаны в морскую равнину. Последняя сверху сложена суглинками, а ниже во многих разрезах вскрываются шоколадные глины (ШГ) местами переслаивающиеся песками [Жуков, 1945; Доскач, 1956; Фотеева и др., 1963]. По мнению авторов при отступании позднехвалынского

моря Прикаспийское поднятие закрыло путь рекам к югу, для которых из-за их маловодности подобная преграда оказалась непреодолимой. Это обусловило отрыв рек от моря и формирование слепых дельт.

Однако анализ имеющейся литературы по рекам Волго-Уральского междуречья показал, что питание всех перечисленных рек, кроме р. Кушум, почти полностью снеговое. Все реки бывают мелководными только в летний период, весной же они отличаются бурным коротким половодьем и превышением среднего максимального расхода над среднегодовым в несколько десятков раз – в 56 раз. При этом наблюдаются огромные разливы, когда амплитуда колебаний уровня бывает от 2 до 12 м. Долины рек хорошо выработаны (ширина до 8–10 км), в них есть терраса лиманно-аллювиального происхождения, в отложениях которой присутствует ШГ. В нижнем течении русла врезаны на 10–15 м [Арефьева, 1956].

Приведенные данные не позволяют говорить о маловодности рек и о возможности их отрыва от регрессирующего моря. Характер отложений, слагающих Прикаспийскую низменность, а также ее геоморфологическое строение позволяет предложить другой вариант происхождения таких дельт. Вдоль долин рек в естественных обнажениях непосредственно под субаэральными осадками вскрываются ШГ (и их аналоги – супеси, суглинки), которые залегают также на субаэральных осадках разного генезиса. В научной литературе принято считать, что последние отложения образовались во время глубокой ательской регрессии (до –100 – –120 м). Принимая ШГ как за отложения открытого мелководного моря, так и за лагунные [Бадюкова, 2000], необходимо объяснить их столь протяженное меридиональное распространение практически с поверхности на расстояние до 300 км. Море не может быть настолько мелководным на таком протяжении, и чтобы при этом в нем отсутствовала волновая активность. Кроме того, на всем этом расстоянии характер раннехвалынских отложений не меняется, несмотря на разные глубины бассейна, что нельзя объяснить с позиции открытого моря, где наблюдается закономерная смена осадков – от более грубозернистых к мелкозернистым.

В Северном Прикаспии многочисленные трансгрессивно-регрессивные осцилляции уровня Каспия привели к выполаживанию прибрежного рельефа и формированию серии лагунно-трансгрессивных террас. При таком сценарии распространение ШГ на большое расстояние в меридиональном направлении объяснимо. Залегающие сверху раннехвалынские отложения представляют собой только отложения лагунно-барьерных систем, последовательно формировавшихся на общем фоне понижения уровня Каспия. Возможно, Прикаспийское поднятие, которое, как считает Доскач (1956) закрыло рекам путь к югу, и является тем баром, который окаймлял лагуну, где в настоящее время расположены обширные разливы.

Важно подчеркнуть, что во всех разрезах Северного Прикаспия и Нижней Волги нет осадков, характеризующих подъем уровня Каспия после ательской регрессии. Более того, на Волго-Уральском междуречье под маломощными морскими раннехвалынскими отложениями на всем протяжении сохранились субаэральные толщи разного генезиса, которые неминуемо бы размылись при повышении уровня после регрессии. Из этого вытекает вывод – глубокой ательской регрессии не было, что подтверждает ранее высказанное предположение [Бадюкова, 2015].

В позднехвалынское время, когда, как считает автор, возобновился переток из Каспия в Черное море, вода из лагун в виде широких «пластовых» потоков устремилась с СВ на ЮЗ и далее в Манычский пролив, существовавший в позднехвалынское время [Badyukova, 2017]. Следами этого перетока служат многие положительные (в частности, бэровские бугры) и отрицательные формы рельефа в Северном Прикаспии, сочетающие черты проточности с чертами бессточности. Такие формы рельефа характерны для дна потоков. При осушении лагун устьевые протоки рек врезались, образуя слепые дельты.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ №16-17-10103.

Список литературы

1. *Арефьева В.А.* Гидрографическая характеристика степной зоны Волго-Уральского междуречья // Тр. Ин-та географии, 1956. Вып. 69. С. 93–126.

2. *Бадюкова Е.Н.* Генезис хвалынских (плейстоценовых) шоколадных глин в Северном Прикаспии // Бюл. МОИПа. Геол. ф-т МГУ. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25–31.

3. *Бадюкова Е.Н.* История колебаний уровня Каспия в плейстоцене (была ли Великая хвалынская трансгрессия?) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. № 74. С. 111–120.

4. *Доскач А.Г.* О генезисе рельефа Волго-Уральского междуречья // Тр. Ин-та географии, 1956. Вып. 69. С. 2–36.

5. *Жуков М.М.* Проблемы Западного Казахстана. М. Изд-во АН СССР. 1945. Т. 2. 235 с.

6. *Фотеева Н.И.* О палеогеографическом структурно-геоморфологическом значении «врезанных» хвалынских глин Северного Прикаспия / Сборник материалов комплексной южной геологической экспедиции (КЮГЭ). Л. Гостоптехиздат. 1966. Вып. 7. С. 407–418.

7. *Badyukova E.N.* Genesis of the Baery knolls developed in the Northern Caspian Plain // Quaternary international 2017 (in press, доступен online).

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ХОЛОДНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭТАПОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ПРИАЗОВЬЯ

PALEOECOLOGY OF COLD CLIMATIC STAGES OF LATE PLEISTOCENE AT PERIGLACIAL ZONE OF THE SEA OF AZOV REGION

В.С. Байгушева[1], Г.Г. Матишов[2], В.В. Титов[2]

[1] Азовский музей-заповедник, Азов, Россия
[2] Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия
matishov_ssc-ras@ssc-ras.ru, vvtitov@yandex.ru

V.S. Baigusheva[1], G.G. Matishov[2], V.V. Titov[2]

[1] Azov museum-reserve, Azov, Russia
[2] Southern Scientific Centre RAS, Rostov-on-Don, Russia

Несмотря на то, что территория юга Восточно-Европейской равнины на протяжении плейстоцена не затрагивалась покровными оледенениями даже в самые холодные этапы, чередование холодных и теплых фаз позднего плейстоцена отражалось на особенностях развития фаунистических и флористических ассоциаций ландшафта. В валдайскую эпоху в зоне открытых ландшафтов были распространены перигляциальные степи, граничившие с севера с зоной тундростепей. Их типичными обитателями были *Equus caballus latipes* и *Bison priscus*. К интразональным стациям были приурочены биотопы *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros giganteus*, *Alces alces*. В периоды миграций на территорию Предкавказья заходили *Rangifer tarandus*, *Saiga tatarica*. Обычными видами грызунов были *Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus*, *Microtus* (*Stenocranius*) *gregalis*. В холодные и засушливые периоды через территорию перигляциальных степей по долинам рек мигрировали *Mammuthus primigenius* в сторону предгорий. Хищные были представлены *Canis lupus*, *Ursus arctos*, *Vulpes corsac*. Ландшафты Приазовья и Нижнего Дона в валдайскую эпоху при общем преобладании степного ландшафта, включали разнообразные биотопы, в т.ч. пойменные и байрачные леса. Присутствие в составе грызунов *E. luteus* свидетельствует о том, что даже в периоды относительно благоприятных условий для региона были характерны более засушливые условия и более аридные ландшафты, по сравнению с современностью [Додонов и др., 2007].

Важным для понимания особенностей условий обитания на юге Восточно-Европейской равнины в период наибольшего похолодания является палеонтологический материал из верхнепалеолитической стоянки Мураловка (СВ Приазовье, низовья р. Миус; 19,6–18,8 тыс. л.н.) [Палеолит…, 1984]. Этот период совпадает с началом максимума валдайского оледенения. Растительность отличалась преобладанием травянистых растений [Спиридонова, 1991; Палеоэкология..., 2006]. Из культурного слоя происходят остатки *Alopex lagopus rossicus, Bison priscus*, *Equus caballus* ssp., *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus* и *Saiga tatarica*. Ассоциация грызунов представлена степными и лесостепными формами: *Citellus superciliosus* cf. *fulvoides*, *Citellus* sp., *Ellobius talpinus*, *Spalax* sp., *Arvicola terrestris*, *Microtus* sp. (определения И.М. Громова) [Праслов, 1964]. Общий фаунистический облик, как и палинологические данные местонахождения Мураловка, не указывают на наличие суровых климатических условий. О довольно благоприятных условиях сви-

детельствует фауна наземных моллюсков *Cepaea vindobonensis, Chondrula tridens, Vallonia pulchella*, «*Helicalla*» *krynickii*, и пресноводных – *Unio* sp., *Lentidium mediterraneum*, «*Purgula*» *lindholmiana* и *Succinea oblonga* (определения Я.И. Старобогатова). Эти формы моллюсков типичны для современной степной зоны Средиземноморья, Причерноморья, Предкавказья, Средней Азии. Увеличение доли холодоустойчивых видов, типичных для тундры и лесотундры (песца, северного оленя, и сайги), было связано, вероятно, с усилением их миграции из более северных районов. Вообще, на территории юга Восточной Европы их находки – не редкость. Остатки сайги характерны для мустьерских стоянок Крыма (Киик-Коба, Кош-Коба, Чокурча 1, 2 и др.), Нижнего Поволжья (Сухая Мечетка), Предкавказья (Ильская) [Барышников и др., 1990]. Отдельные находки костей северного оленя известны как из мустьерских (Рожок 1, Сухая Мечетка и др.), так и верхнепалеолитических стоянок Восточной Европы (например, Каменная Балка 1, 2, Ильская 2). Широко распространенный в позднем плейстоцене на территории средней полосы России, севера Европы и в Сибири песец, на юге Восточной Европы известен только из Крымских стоянок [Верещагин, Барышников, 1980]. Именно совместное нахождение этих таксонов, и отсутствие доминирования других форм копытных (бизонов и лошадей), обычных для других этапов позднего плейстоцена, дает нам возможность коррелировать данную фауну с холодным периодом поздневалдайского стадиала.

Время максимального похолодания (20–18 тыс. лет назад) ознаменовалось самой большой (за поздний плейстоцен) регрессией вод Мирового океана и связанных с ним водоемов. Уровень моря понижался ниже современного примерно на 120 м [Матишов, 1987]. В черноморском бассейне произошла новоэвксинская регрессия. Уровень новоэвксинского бассейна в эпоху наибольшего снижения достигал –90 ÷ –110 м [Островский и др., 1977]. Это был почти пресный водоем с односторонним стоком в Средиземное море. В период регрессии участки мелководного шельфа были подвержены существенному обмелению и даже полному осушению. Долина Дона пересекала высохшее морское дно Азовского моря и проходила в Черноморскую впадину через Керченский пролив. Основное пространство высохшего дна Азовского моря было занято озерно-аллювиальной равниной, которую пересекали долины нескольких степных рек Приазовья. Почти полное опреснение и смена типа бассейна с морского на полупресноводный вызвали коренные изменения в составе водных сообществ. Морские организмы полностью вымерли, в основном, исчезли солоноватоводные элементы (*Didacna*). В составе фауны остались только пресноводные и слабосолоноватоводные организмы. Количество видов уменьшились в десятки раз [Динамика…, 2002].

Список литературы

1. *Барышников Г.Ф., Каспаров А.К., Тихонов А.Н.* Сайга палеолита Крыма // Тр. ЗИН АН СССР. Т. 212. 1990. С. 3–48.

2. *Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф.* Ареалы копытных фауны СССР в антропогене // Тр. ЗИН АН СССР. Т. 93. 1980. С. 3–20.

3. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет / Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.

4. *Додонов А.Е., Матюхин А.Е., Симакова А.Н.* и др. Геоархеология и палеогеография палеолитической стоянки Бирючья Балка 2, долина р. Северский Донец // Вестник ЮНЦ, 2007. № 3. С. 71–80.

5. *Матишов Г.Г.* Мировой океан и оледенение Земли. М.: Мысль, 1987. 270 с.

6. *Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П.* и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области / Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61–68.

7. Палеолит СССР. Археология СССР. М.: Наука, 1984. 391 с.

8. Палеоэкология равнинного палеолита (на примере комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка в С. Приазовье) / Н.Б. Леонова и др. М.: Научный мир. 2006. 360 с.

9. *Праслов Н.Д.* Отчет о полевых работах Палеолитической группы ЛОИА АН СССР в 1964 г. на территории Северо-Восточного Приазовья и Нижнего Дона. Л., 1964. 22 с.

10. *Спиридонова Е.А.* Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене (верхний палеолит-бронза). М.: Наука, 1991. 221 с.

СОДЕРЖАНИЕ И ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОЙ СОСТАВ ГУМУСА ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА РАЙОНА ЯНСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ (ЗАПАД ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ)

HUMUS CONTENT AND FRACTION-GROUP COMPOSITION OF THE ICE COMPLEX DEPOSITS OF THE YANA RHS SITE (WESTERN PART OF YANA-INDIGHIRKA LOWLAND)

Л.Г. Бакина[1], Е.Ю. Павлова[2], С.Г. Крицук[1], В.В. Питулько[3]

[1] ФГБУН Санкт-Петербургский научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, Санкт-Петербург, Россия, bakinalg@mail.ru, sit.bloom@gmail.com
[2] ФГБУ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
pavlovaelena759@gmail.com
[3] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия, pitulkov@gmail.com

L.G. Bakina[1], E.Y. Pavlova[2], S.G. Kritsuk[1], V.V. Pitulko[3]

[1] Scientific Resrearch Center for Ecological Safety, RAS, St. Petersburg, Russia
[2] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
[3] Institute for Material Culture History, RAS, St. Petersburg, Russia

Одним из важнейших компонентов почвы, формирующим «память» экосистем и ландшафтов, является почвенный гумус [Дергачева, 1997]. В настоящее время установлено, что гумусовые вещества представляют собой четкие индикаторы природной среды, а показатели гумусового состояния погребенных почв являются информативными диагностическими признаками их типа, напрямую зависят от биоклиматических условий формирования и могут быть использованы при палеогеографических реконструкциях.

На западе Яно-Индигирской низменности в нижнем течении р. Яна в районе Янской палеолитической стоянки (Yana RHS) изучены отложения ледового комплекса (ЛК) разреза второй н/п террасы (отн. высота 16–18 м н.у.р.). ЛК сложен синкриогенными аллювиальными осадками, включающими сеть полигональных повторно-жильных льдов (ПЖЛ) двух генераций и имеет мощность 14–16 м. Отложения ЛК представлены горизонтально-слоистой толщей переслаивания прослоек и прослоев тонко-, мелкозернистого песка, алеврита, песчаного, песчано-глинистого и глинистого алеврита различной мощности. Повсеместно в толще наблюдаются тонкие корешки травянистых растений в прижизненном положении. На отложениях ЛК залегает покровный слой мощностью от 0,6 до 2,5 м, представленный высокольдистым алевритом, глинистым алевритом с прослойками растительного детрита и линзами торфа. Локально наблюдаются торфяно-болотные отложения мощностью от 1 до 2,5 м, пробитые голоценовыми ПЖЛ.

Детальные комплексные исследования разреза второй террасы показали, что отложения ЛК содержат практически непрерывную запись палеогеографических событий на протяжении 37–0 тыс. л.н. [Питулько и др., 2007, 2013; Павлова, Питулько, 2016].

В строении отложений ЛК выявлены четыре горизонта погребенных почв, которые были изучены в расчистке LY08-5A34/GX с детальным отбором образцов для определения содержания и качественного состава гумуса. Палеопочвенные горизонты (ППГ) выделялись в профиле разреза морфологически по окраске (наличию буровато-коричневых тонов, свойственных бурым гуминовым кислотам) и большой концентрации мелких разложившихся травянистых корешков. Мощность ППГ составляла 30–40 см. Цвет промежуточных слоев осадконакопления – серый или темно-серый. Результаты ^{14}C датирования позволили оценить возраст ППГ как 12,5, 15, 19 и 28 тыс. л.н.

Отобранные образцы до начала исследования хранились в мерзлом состоянии; впоследствии они были высушены, растерты и пропущены через сито

d = 1 мм. В образцах определялись следующие показатели: содержание общего органического углерода $C_{орг}$ по методу Тюрина; фракционно-групповой состав гумуса по методу Тюрина в модификации Пономаревой-Плотниковой; индекс оптической плотности $E_C^{мг/мл}$ гуминовых кислот всех фракций по методу Плотниковой-Пономаревой на КФК-3 при длине волны λ = 440 нм и толщине кюветы l = 1 см [Пономарева, Плотникова, 1980].

Данные, характеризующие профильное распределение $C_{общ}$, подтвердили корректность выделенных ППГ, которые четко диагностируются по увеличению содержания $C_{орг}$, что свидетельствует об усилении интенсивности гумусонакопления в периоды их формирования.

Изучение фракционно-группового состава гумуса выявило, что все ППГ отличаются по сравнению с промежуточными слоями большим содержанием собственно гумусовых веществ: гуминовых кислот (ГК) и фульвокислот (ФК), а также относительно более гуматным составом гумуса. В составе ГК преобладают ГК-3, которые составляют более половины общей суммы ГК. Высокое содержание трудно гидролизуемых ГК-3 в составе гумуса связано с наличием плохо разложившихся растительных остатков, поскольку повышенное содержание ГК-3 всегда обнаруживается при анализе гумуса подстилок, оторфованных и грубогумусных горизонтов. Доля ФК во всех ППГ преобладает, а отношение $C_{гк}/C_{фк}$ составляет 0,6–,7. Промежуточные горизонты осадконакопления характеризуются гораздо меньшим (в 1,5– раза) содержанием $C_{орг}$ и более фульватным составом гумуса, причем минимальных значений (около 0,3) показатель $C_{гк}/C_{фк}$ достигает в сартанском криохроне, что свидетельствует о наиболее холодных условиях в это время.

Изучение индекса $E_C^{мг/мл}$, который является показателем глубины гумификации органического вещества [Дергачева, 2007] выявило, что для всех изученных образцов (как погребенных почв, так и промежуточных слоев осадконакопления) ГК всех фракций могут быть отнесены безоговорочно к бурым гуминовым кислотам (БКГ) с низкой глубиной гумификации. Индекс $E_C^{мг/мл}$ ГК составляет в среднем 5–7, что свидетельствует о формировании этих гуминовых кислот в холодных гумидных условиях при пониженной микробиологической активности почв. В погребенных почвах оптическая плотность ГК, а, следовательно, и глубина гумификации, как правило, выше, чем в промежуточных слоях.

Изучение содержания и состава гумуса ППГ ЛК района Янской стоянки позволило выявить показатели, наиболее информативные для диагностики палеопочвенных горизонтов: содержание $C_{орг}$, содержание ГК, отношение $C_{гк}/C_{фк}$ и индекс оптической плотности $E_C^{мг/мл}$ ГК.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 16-18-10265 RNF.

Список литературы

1. *Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. Новосибирск: Изд. СО РАН. 1997. 228 с.

2. *Павлова Е.Ю., Питулько В.В.* Климатические изменения и условия обитания древнего человека на Яно-Индигирской низменности в конце позднего неоплейстоцена // Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти проф. А.А. Величко «Пути эволюционной географии«. 2016. С. 704–707.

3. *Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Басилян А.Э., Тумской В.Е., Анисимов М.А.* Природно-климатические изменения на Яно-Индигирской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // ДАН, 2007. Т. 417. № 1. С. 103–108.

4. *Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Басилян А.Э., Анисимов М.А.* Ландшафтно-климатические изменения в районе Янской палеолитической стоянки в позднем неоплейстоцене-голоцене на западной части Яно-Индигирской низменности // Вестник СВНЦ СО РАН. 2013. №1. С. 16–19.

5. *Пономарева В.В., Плотникова Т.А.* Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения). Л.: Наука, 1980. 222 с.

ВЛИЯНИЕ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ

INFLUENCE OF GLACIAL ISOSTATIC ADJUSTMENT ON THE UPPER VOLGA VALLEY DEVELOPMENT

Д.В. Баранов[1,2], В.Р. Беляев[1], Е.А. Еременко[1], Н.Е. Зарецкая[3], А.В. Панин[1,2]

[1] Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия
bumba43@mail.ru

D.V. Baranov[1,2], V.R. Belyaev[1], E.A. Eremenko[1], N.E. Zaretskaya[3], A.V. Panin[1,2]

[1] Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Institue of Geography RAS, Moscow, Russia
[3] Geological Institute RAS, Moscow, Russia

После работ Е.Н. Былинского [1996] гляциоизостатическому фактору флювиального рельефообразования в отечественной литературе практически не уделяется внимания. Между тем, накапливаются данные, свидетельствующие о ключевой роли деформаций земной коры в развитии речных долин в широкой приледниковой области в последнюю ледниковую эпоху. Цель настоящего исследования – проследить влияние гляциоизостатических деформаций на динамику верхней Волги на ~200-км отрезке течения непосредственно вниз от края ледника. Река, удалявшаяся от ледника, не могла испытывать непосредственного ледникового подпруживания, однако приледниковые деформации земной коры могли влиять на уклон долины. Изучение этого влияние и составляло предмет исследования.

В ходе полевых геолого-геоморфологических исследований в Селижаровском районе Тверской области в нижнем ярусе междуречья с поверхности были обнаружены супесчано-алевритистые толщи светло-палевого цвета мощностью до 2 м. Макроскопическое описание толщи позволило разделить ее на два примерно равных по мощности подслоя; в дальнейшем это деление было подтверждено проведенным дробным гранулометрическим анализом. Нижняя часть толщи обладает тонкой горизонтальной слоистостью, состоит на 70% из частиц размерностью тонкозернистого песка и крупного алеврита. Верхняя часть толщи – неслоиста и менее однородна, чем нижняя, сложена преимущественно (чуть более 50%) мелко- и тонкозернистыми песками. Полученные результаты литологического анализа отложений позволили нам трактовать их происхождение как озерное. В районе с. Б. Коша слой озерных осадков выстилает долинно-междуречный склон от тылового шва самой высокой, третьей, террасы Волги (16–17 м над рекой, абс. выс. 210 м) до вершины междуречья (абс. выс. 250 м).

Столь широкое развитие озерных осадков, по-видимому, связано с прогибанием земной поверхности у края ледника, располагавшегося не далее чем в 50 км от изучаемой территории [Astakhov et al., 2016]. Реконструкция продольного профиля р. Волги на момент времени последнего ледникового максимума, выполненная по модели ICE-5G (VM2) [Peltier, 2004], показала, что профиль реки должен был значительно деформироваться: приледниковое гляциоизостатическое прогибание должно было уменьшить уклон Волги вплоть до обратного (рис. 1). Прекращение стока в направлении от ледника должно было вызвать образование озерного водоема, что и произошло, судя по приведенным выше геологическим данным.

Таким образом, предполагается, что в течение последнего ледникового максимума (для территории Верхневолжья – 21 – 18 тыс. л.н. [Astakhov et al., 2016]), в бассейне Верхней Волги существовало приледниковое озеро, образованное вследствие изменения уклона долины. Деградация оледенения вызвала компенсационное гляциоизостатическое поднятие, что привело к увеличению уклонов и возобновлению стока в направлении от ледника. Д.Д. Квасов [1975] это событие относит к времени интерстадиала беллинг. Воздымание поверхности, распространявшееся вверх по течению долины р. Волги, стало импульсом к врезанию реки с уровня 17-метровой террасы и образованию хорошо выраженной лестницы террас.

Врезание реки прекратилось на стадии формирования поймы р. Волги. В тыловой части поймы из

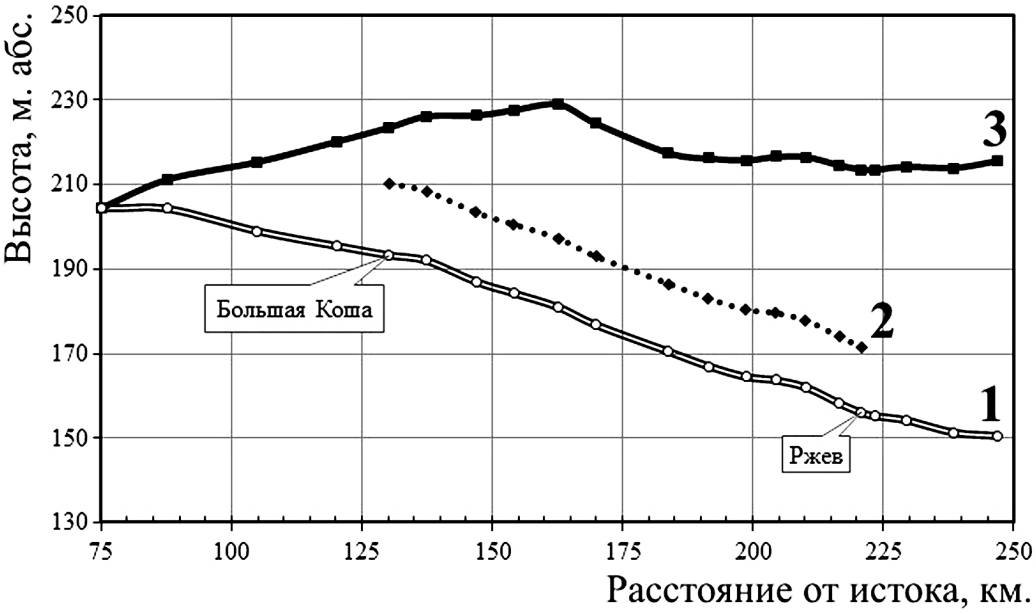


Рис. 1. Продольные профили р. Волги на три временных среза. 1 – современный продольный профиль (по оси дна долины); 2 – продольный профиль долины р. Волги во время образования III надпойменной террасы (позднеледниковье), 3 – продольный профиль времени последнего ледникового максимума (около 20 тыс. л.н.), полученный путем трансформации современного профиля в поле гидро-гляциоизостатических деформаций согласно модели ICE-5G (VM2) [Peltier, 2004])

древесных остатков в русловом аллювии получена радиоуглеродная датировка 5010±40 (ГИН-15237), и, согласно данным бурения, с этого времени вертикальное положение русловой фации не менялось, т.е. речное русло смещалось по горизонтали. В течение 3500 лет русло сместилось на 250 м: из руслового аллювия в уступе бровки поймы получена дата 1430±40 (ГИН-15232). Это смещение отражает процесс формирования излучины реки: первая датировка относится к русловому аллювию во внутренней части шпоры меандра, вторая – к его выпуклому берегу. Не позднее 1400 л.н. искривление меандра прекратилось, положение русла стабилизировалось. Это может быть связано с уменьшением стока воды, в связи с чем река стала неспособна эродировать сложенные трудноразмываемой мореной берега.

Полученные результаты свидетельствуют, что широкое развитие озерных водоемов у края последнего ледника могло быть связано не только и не столько с ледниковым подпруживанием, сколько с гляциоизостатическим прогибанием в приледниковой области. После отступания ледника релаксация земной коры приводила к достаточно быстрому (несколько тысяч лет) восстановлению стока и речной сети, быстрому врезанию рек в условиях растущих уклонов поверхности. Замедление или даже прекращение врезания, свидетельствующее о восстановлении квазиравновесного продольного профиля, происходит уже в середине голоцена.

Исследования проводятся при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект № 17-17-01289).

Список литературы

1. *Былинский Е.Н.* Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. М.: РАН, 1996. 210 с.

2. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

3. *Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M.* Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International, 420, 2016. P. 4–14.

4. *Peltier W.R.* Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32, 2004. P. 111–149.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВА БЕЛОГО И ПОЛУОСТРОВА ЯВАЙ (АРКТИЧЕСКАЯ ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

QUATERNARY DEPOSITS OF THE BELYI ISLAND AND YAVAY PENINSULA (ARCTIC WESTERN SIBERIA)

А.В. Баранская[1], Ф.А. Романенко[1], Х.А. Арсланов[2], А.Ю. Петров[2], Ф.Е. Максимов[2]

[1] Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ геоэкологии Севера, Москва, Россия
alisa.baranskaya@yandex.ru, faromanenko@mail.ru
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия
arslanovkh@mail.ru, maksimov-fedor@yandex.ru

A.V. Baranskaya[1], F.A.Romanenko[1], Kh.A. Arslanov[2], A.Iu. Petrov[2], F.E. Maksimov[2]

[1] Moscow State University, Geographical Faculty, Research Laboratory of Geoecology of the North, Moscow, Russia
[2] Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia

Северная оконечность Ямала и Гыданского полуострова – один из наиболее интересных регионов для реконструкции палеогеографии севера Западной Сибири, и, в частности, выявления хода изменения уровня моря в четвертичное время. В ходе экспедиций «Ямал-Арктика-2012, 2013» авторами были изучены разрезы многолетнемерзлых отложений на западном и восточном берегу острова Белого, а также в западной части полуострова Явай.

Разрез многолетнемерзлых отложений на восточном и западном берегу острова Белого состоит из трех толщ (рис. 1А). Нижняя из них вскрывается на высоте до 1,5 м; она сложена параллельнослоистыми глинами и суглинками со значительным количеством намывного мохового войлока, датированного 35970±1840 (ЛУ-7858) и 32480±1060 (ЛУ-8235) радиоуглеродными годами в восточной и 29020±450 (ЛУ-8463) лет в западной части острова. Отложения сильнозасоленные. Предполагается прибрежно-морское происхождение толщи: она накапливалась в условиях илистой приливной осушки или в МИС 3 (каргинское время по региональной шкале). Средняя толща светло-серых и желто-серых песков слагает большую часть береговых уступов. Она отличается чередованием параллельной слоистости и слоистости ряби с мульдообразными каналами врезания. Встречаются линзы торфа возрастом от 8000±110 (ЛУ-8462) до 9440±110 (ЛУ-8239) радиоуглеродных лет, которые, судя по их «рваным» краям и облеканию песками, были переотложены. Средняя толща сформировалась между 8 тыс. радиоуглеродных лет назад и 4510±80 (ЛУ-8467) радиоуглеродных лет назад при небольшом подъеме уровня моря; она имеет прибрежно-морское происхождение. Верхняя маломощная (до 0,4 м в восточной и до 1 м в западной части острова) толща представлена переслаиванием оторфованных суглинков с плохо отмытыми мелкозернистыми буро-палевыми песками эолового происхождения; она формировалась на суше с 4,5 тыс. лет назад до настоящего времени.

Похожая история осадконакопления была реконструирована по отложениям береговых обрывов острова Сибирякова, находящегося к северу от выхода из Енисейского залива [Стрелецкая и др., 2012, Гусев и др., 2013]. И на острове Белом, и на острове Сибирякова в МИС 3 была приливная зона неглубокого моря, затем произошло осушение и накопление торфов, после чего в голоцене подъем уровня моря привел к размыву берегов и накоплению песчаной толщи с линзами переотложенного торфа. В конце голоцена относительный уровень моря вновь понизился, и на поверхности образовался автохтонный торф.

На западном побережье полуострова Явай на траверзе озера Тиребято (рис. 1Б) нижняя толща, обнажающаяся в разрезе равнины высотой 12–15 м, похожа на морскую толщу из оснований обрывов острова Белого и Сибирякова. Она вскрывается на высоте до 7 м над уровнем моря и, как и на острове Белом, иногда опускается под урез, сложена параллельнослоистыми сизо-серыми суглинками с неполносетчатой криогенной текстурой, хорошо отмытыми светло-серыми песками с флазерной слоистостью и плохо отмытыми рыже-бурыми песками с щепками и древесным детритом. По осадочным текстурам (слоистость в песках, смена тонкого ма-

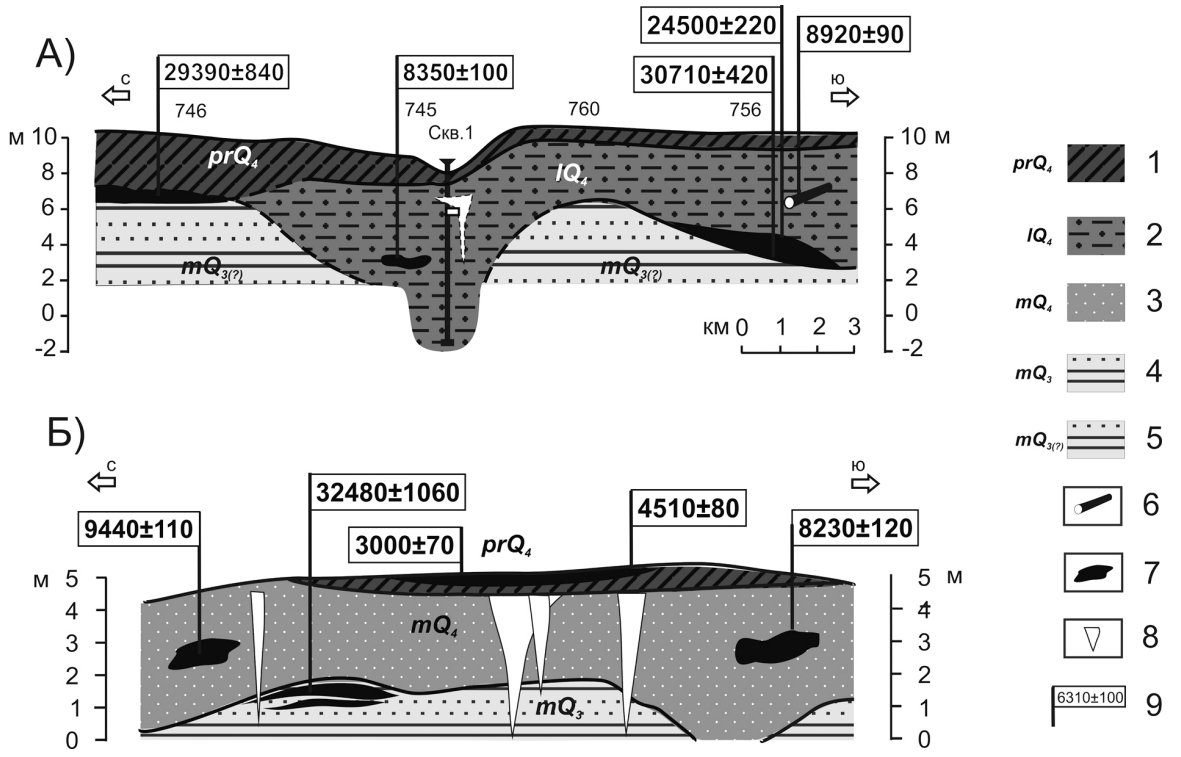


Рис. 1. Схематические разрезы опорных обнажений: А – западный берег полуострова Явай, Б – сводный разрез западного и восточного берега острова Белого. Генетические типы четвертичных отложений: 1 – голоценовые и современные покровные, склоновые и эоловые отложения (prQ4); 2 – голоценовые озерные отложения (lQ4), 3 – голоценовые прибрежно-морские отложения (mQ4), 4 – прибрежно-морские отложения третьей ступени верхнего неоплейстоцена (МИС 3) (mQ3), 5 – морские отложения не моложе третьей ступени верхнего неоплейстоцена (МИС 3) (mQ3?). Прочие обозначения: 6 – древесина, 7 – торф или намывной моховый войлок, 8 – ледяные жилы. 9 – радиоуглеродный возраст отложений

териала крупным вверх по разрезу) можно сделать вывод о водной обстановке осадконакопления с часто менявшейся гидродинамикой. Значительная засоленность песков данной толщи предполагает морское происхождение.

Выше по разрезу встречаются прослои и линзы торфа, переслаивающегося с супесью. Радиоуглеродный возраст торфа составляет от 24500±220 (ЛУ-7972) до 30710±420 (ЛУ-7971) лет. Ненарушенное залегание и значительная (до десятков метров) протяженность прослоев свидетельствует об их автохтонном формировании. Большая часть образцов торфа пресные, однако два образца показали среднюю и слабую степень засоленности, что позволяет предположить его формирование в условиях периодически затапливаемой лайды. На юге и в центральной части обнажения торф перекрывает толща палевых супесей. Параллельная ненарушенная слоистость, отсутствие засоленности и переотложенные линзочки торфа свидетельствуют об озерном происхождении, а датировки торфа и древесины (от 8270±90 (ЛУ-8229) до 8920±90 (ЛУ-7973) лет) – о формировании в атлантическом периоде голоцена. Венчают разрез бурые неявнослоистые суглинки и супеси с криотурбациями – современные покровные отложения.

Похожее строение четвертичной толщи наблюдается и в южной части полуострова Явай, в устье реки Еры-Маретаяха [Облогов и др., 2012] и в устье реки Монготалангъяха [Васильчук и др., 1984], где морские глины и суглинки перекрыты торфом с радиоуглеродным возрастом от 21,9 до 30 тыс. лет, а выше лежат голоценовые озерно-болотные осадки.

Таким образом, на острове Белом и острове Сибирякова в конце позднечетвертичного времени произошло два подъема относительного уровня моря: в МИС 3 и в середине голоцена. Напротив, в районе полуострова Явай присутствуют следы повышения уровня моря в МИС 3, однако в течение всего голоцена преобладали континентальные условия с озерным и болотным осадконакоплением.

Исследования проведены в рамках проектов РФФИ 16-35-60118 мол_а_дк, 16-45-890076 р_а, 16-35-00453 мол_а и Госбюджетной темы АААА-А16-116032810055-0. Лабораторные аналитические работы по датированию осуществлялись при частичной поддержке гранта СПбГУ № 18.40.68.2017.

Список литературы

1. *Васильчук Ю.К., Серова А.К., Трофимов В.Т.* Новые данные об условиях накопления каргинских отложений на севере Западной Сибири. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1984, № 53. С. 28–35.

2. *Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Бондаренко С.А., Деревянко Л.Г., Молодьков А.Н., Пушина З.В., Рекант П.В., Степанова Г.В.* Четвертичные отложения и палеогеография острова Сибирякова за последние 50 000 лет // Известия русского географического общества. 2013. Т. 145. № 4. С. 65–79.

3. *Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Гусев Е.А., Арсланов Х.А.* Четвертичные отложения и геокриологические условия берегов Гыданской губы (Карское море) // Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире. Т. 3. Тюмень, Россия: Печатник, 2012. С. 365–369.

4. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е.* Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2012, № 3. С. 57–63.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАЛЫХ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ ЗАПАДНОГО СКЛОНА КОТЛОВИНЫ ОЗ. НЕРО

GEOLOGIC AND GEOMORPHOLOGIC STRUCTURE AND POSTGLACIAL DEVELOPMENT OF GULLIES AT THE WESTERN SLOPE OF NERO LAKE HOLLOW

В.Р. Беляев, Е.В. Гаранкина, В.И. Потапова, И.Г. Шоркунов, П.В. Андреев, Т.А. Верлова

МГУ имени М.В. Ломоносова, Институт Географии РАН, Москва, Россия
vladimir.r.belyaev@gmail.com

V.R. Belyaev, E.V. Garankina, V.I. Potapova, I.G. Shorkunov, P.V. Andreev, T.A. Verlova

Lomonosov Moscow State University, Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Котловина оз. Неро и граничащая с ней с запада Борисоглебская возвышенность расположены, согласно доминирующим в настоящее время представлениям, в краевой зоне московского среднеплейстоценового покровного ледника Московского оледенения [5, 6, 8]. Со времени его деградации озерная депрессия испытывала значительные колебания уровня воды, причины которых и по сей день остаются предметом споров научного сообщества. Они должны были во многом определять развитие всего комплекса послеледникового рельефа и, вероятно, могут служить маркерами региональных климатических изменений [1, 4, 6, 7, 11].

Служа региональным базисом эрозии для водотоков, дренирующих северо-восток Борисоглебской возвышенности, колебания уровня озера могли вызвать неоднократную смену этапов врезания и заполнения малых эрозионных форм (МЭФ). Это отразилось как в плановом рисунке и форме поперечных и продольных профилей флювиальной сети, так и в строении террас и выполнений днищ. Широко распространенные пологосклонные ложбины стока талых ледниковых вод (ЛСТЛВ), сформировавшиеся на стадии деградации ледника, также значительно влияют на структуру и облик эрозионной сети, так как ее заложение происходило, преимущественно, унаследованно [7, 10]. Густота ложбинного расчленения и его проникновение вглубь междуречий заметно превышает аналогичные характеристики современных МЭФ, как и в других районах в пределах краевой зоны московского оледенения [2, 3].

Полевые геоморфологические обследования, DGPS-съемка и построение поперечных профилей МЭФ по данным топографической карты масштаба 1:10 000 позволили по различиям в морфологии (форме поперечных профилей, четкости бровок и

Таблица 1

Сравнение морфологических характеристик основных типов МЭФ

Типы МЭФ	1	2	3
Формы профилей	V-образные и U-образные	V-образные и U-образные	V-образные
Бровки и тыловые швы	Резкие четкие	Плавные четкие	Плавные нечеткие
Крутизна склонов	15–45°	20–40°	12–30°
Ширина по бровкам	25–70 м	4–30 м	39–55 м
Глубина	8–10 м	3,5–13 м	10–12 м
Террасы	+	+	+
Зачаточные поймы	+	+	–
Примеры МЭФ	Пужбол, Конусная и Максимовицы (ниж. теч.)	Черемошник, Пужбол	Максимовицы, Конусная (верх. теч.)

тыловых швов, крутизне склонов, ширине, глубине, характере днища и наличию террас) выделить в пределах изученной территории три основных типа эрозионных форм (табл. 1). Наряду с детальным изучением геологического строения обнажений в бортах эрозионных форм и скважин в балочных террасах и обобщением опубликованных данных [1, 6, 7, 20], это позволило составить предварительную схему основных этапов развития флювиальной сети. Следует отметить, что нижние части современных МЭФ, прорезающие поверхности низких террас оз. Неро, а также некоторые участки их верховьев, дренирующие бессточные котловины, существенно изменены и в значительной степени канализированы антропогенной деятельностью, связанной с широкомасштабным дренированием территории в 1980-х гг. Эти участки МЭФ не рассматриваются в данной работе, так как являются полностью антропогенно преобразованными.

В рамках предварительной схемы выделены три возрастных генерации врезов МЭФ: позднемосковский, поздневалдайский (представленный, в свою очередь, двумя стадиями активизации) и позднеголоценовый. Позднемосковский врез в морфологическом строении современных МЭФ фиксируется сохранившимися фрагментами уступов с заплывшими выположенными тыловыми швами (относительной высотой от 1 м до 3–4 м), вложенных в пологовогнутые днища существенно более широких ЛСТЛВ. Впоследствии он был частично или практически целиком заполнен позднеплейстоценовыми (микулинскими и валдайскими) отложениями. Геологические свидетельства существования позднемосковского вреза глубиной, в разных МЭФ, от 7 до 12 м были обнаружены в днище ложбины Верхней Мазихи (полностью погребенный врез) по результатам выполненного нами бурения, а также в обнажениях [7, 10] и буровых скважинах террас в балочной системе Пужбол. Морфологически прибровочные части его уступов местами прослеживаются по увеличению крутизны на бортах ложбин выше их позднеплейстоценового заполнения. Активизация врезания в позднемосковское время, вероятно, была связана с полной деградацией занимавшей часть котловины оз. Неро глыбы мертвого льда. Поддерживаемый ей ранее высокий уровень воды (вероятно, до 130 м) резко падал, приводя к формированию уступа позднемосковской озерной террасы III и глубокому размыву. Это было обусловлено, вероятнее всего, взаимодействием двух факторов: гляциоизостатического поднятия территории после снятия ледниковой нагрузки и последовательного прорыва систем подпрудных приледниковых озер. Значительное понижение базиса эрозии на фоне сохранения суровых перигляциальных условий привело к размыву днищ ЛСТЛВ и проникновению врезов глубоко в пределы междуречий.

Анализ выполнений позднемосковских врезов, вскрытых описанными нами разрезами и скважинами, а также опубликованной геологической информации [6, 7, 10] позволяет выделить последовавший затем длительный период стабилизации процессов в днищах МЭФ, местами способствовавший их постепенному заполнению, преимущественно, органогенными осадками. В средних звеньях эрозионной сети (балочная система Пужбол) это мощные гиттии с прослоем торфа, датируемого, согласно уран-ториевому и спорово-пыльцевому методу, микулинским межледниковьем [33], которые продолжали накапливаться вплоть до раннего валдая. В верховьях врезов мы соотносим этому этапу период педогенеза, значительно проработавший кровлю московской морены в днище погребенного позднемосковского вреза (Верхняя Мазиха). Макро- и микроморфологический анализ вскрытой скважиной моренной супеси позволил выявить в ней почвенные структуры, отвечающие развитию древней текстурно-дифференцированной почвы.

Выше со стратиграфическим несогласием залегают мощные (3–6 м) делювиально-солифлюк-

ционные отложения, выполняющие позднемосковские МЭФ почти полностью. Они несколько раз прерываются маломощным балочным песчаным аллювием (следы слабого размыва) и более или менее выраженными оторфованными или гумусированными горизонтами, соответствующими стабилизации днищ. В балочной системе Пужбол наиболее крупный перерыв в осадконакоплении датируется второй половиной средневалдайского времени (46–27 тыс. л.н.) [10]. Последовавшее в поздневалдайское время усиление склоновых процессов привело к заполнению сохранявшихся врезов делювиально-солифлюкционными отложениями. В последних также местами обнаружены признаки нескольких маломощных гумусированных горизонтов, датируемых осташковским возрастом [7]. Реконструируемые максимальные скорости осадконакопления свидетельствуют, что делювиальный смыв и солифлюкция были наиболее активны в позднем валдае [1, 6], что свидетельствует о суровых перигляциальных условиях и разреженном растительном покрове.

Первая (малоамплитудная) стадия поздневалдайского врезания в опорном разрезе в балочной системе Пужбол маркируется V-образным врезом, заполненным наклонной линзой аллювиальных галечников мощностью более 0,5 м. Пачка грубообломочного слоистого материала, предположительно, образована размывом и выносом моренных валунных суглинков в вершине и отвершках формировавшегося оврага. Затем последовал перерыв в осадконакоплении, подчеркнутый наличием гумусированного горизонта, после чего на некоторое время возобновилась аккумуляция делювиально-солифлюкционных суглинков. В то же время, не все МЭФ, сформировавшиеся в позднемосковское время, унаследованно продолжили свое развитие в позднеледниковье. Например, позднемосковский врез в ложбине Верхней Мазихи был, по всей видимости, последним этапом активного врезания, что читается в современном облике рельефа и геологическом строении ее днища.

Второй этап поздневалдайского вреза имел гораздо более значительную амплитуду и, в значительной мере, сформировал современный облик МЭФ, будучи приурочен к значительному падению уровня приемного водоема Неро и образованию уступа озерной террасы II (100–105 м) [1, 6, 7]. Данный врез в рельефе хорошо читается по четким бровкам и крутым уступам как аккумулятивных, так и цокольных террас высотой от 5–6 до 8–10 м над днищем балочных систем Пужбола и Верхней Шугори. Вероятно, эта величина примерно соответствует глубине поздневалдайского врезания, хотя местами, возможно, имело место дополнительное углубление тальвегов во время следующей, голоценовой стадии врезания, что отражается, в первую очередь, в наблюдаемых местами уступах продольных профилей. Часто отмечаемая угловатая в плане форма бровок поздневалдайских врезов позволяет предположить частичную унаследованность ими древней полигональной сети мощных криогенных трещин валдайского возраста. Наличие цокольных (выработанных в поверхности московской морены) террас в основных отвершках балочной системы Пужбол на одних или близких относительных высотных отметках с ниже расположенными аккумулятивными, вероятно, свидетельствует об их более молодом возрасте. Можно предположить, что эти отвершки образовались уже на поздневалдайской стадии врезания МЭФ, хотя это и требует подтверждения дальнейшими исследованиями.

В первой половине голоцена эрозионная сеть, по всей видимости, находилась в относительно стабильном состоянии, возможно, постепенно заполняясь наносами, сформировавшими прослеживающуюся фрагментарно низкую (1,5–3 м над руслом) балочную террасу. Уступ ее, в свою очередь, сформировался в последнюю, позднеголоценовую стадию врезания, которая, вероятно, также связана с падением уровня воды в оз. Неро, что привело к образованию уступа верхнего уровня озерной террасы I (95–98 м). Возможно и влияние других факторов, таких, как увеличение экстремальных климатических проявлений во второй половине голоцена, а также лесные пожары [2, 9]. Современная активизация врезания могла быть вызвана антропогенным воздействием – началом ведения подсечно-огневого земледелия (прослой углей обнаружен нами на глубине 0,4 м в скважине на западном склоне Поклонного холма) и активной распашки территории. В то же время, в части МЭФ мог преобладать и противоположный процесс – частичное заполнение днищ агроделювием в результате смыва с распахиваемых водосборов [10].

Список литературы

1. *Алешинская З.В., Гунова В.С.* Новейшие отложения и палеогеография оз. Неро // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1997. № 1 С. 49–52.

2. *Беляев Ю.Р., Панин А.В., Беляев В.Р.* История развития балок центра Русской равнины (на примере Чолоховской балкой, Сатинский полигон МГУ). Вестник Моск. Ун-та. Сер. 5. Геогр. 2003. № 5. С. 55–63.

3. *Еременко Е.А., Каревская И.А., Панин А.В.* Послеледниковая трансформация флювиогляциальных ложбин в краевой зоне московского оледенения // Известия РАН. Серия Геогр. 2010. № 2. С. 56–70.

4. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

5. Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2001. 160 с.

6. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума. М.: ГЕОС, 2001. 158 с.

7. *Русаков А.В.* Формирование озерно-ледниковых отложений и почв в перигляциальной зоне центра Русской равнины в позднем неоплейстоцене и голоцене. Дисс. д.г.н. 2012. 351 с.

8. *Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M.* Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. 2016. 420. P. 4–14.

9. *Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R.* Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia // Geomorphology. 2009. Vol. 108. 1-2. P. 71–91.

10. *Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Kuznetsov V., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D.* Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // Quaternary International. 2015. 365. P. 26–41.

11. *Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O., Lacourse T., Subetto D., Torssander P., Romanenko F.* Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology. 2006. Vol. 35. P. 543–569.

ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

THE LATE HOLOCENE HISTORY DEVELOPMENT OF VEGETATION OF THE SOUTH-WESTERN COAST OF PETER THE GREAT BAY (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

П.С. Белянин[1], Н.И. Белянина[1], Х.А. Арсланов[2], Ф.Е. Максимов[2], Д.А. Горнов[2]

[1] Тихоокеанский институт географии ДВО РАН
pavelbels@yandex.ru
[2] Санкт-Петербургский государственный университет
arslanovkh@mail.ru

P.S. Belyanin[1], N.I. Belyanina[1], Kh.A. Arslanov[2], F.E. Maksimov[2], D.A. Gornov[2]

[1] Pacific Geographical Institute FEB RAS
[2] Saint Petersburg State University

Изменения природной среды являются одной из важнейших проблем человечества. К настоящему времени получены различные модели глобальных климатических изменений будущего. Однако, они не являются совершенными и нуждаются в улучшении. Для этого необходимо большое количество высокоразрешающих региональных записей природной среды и климата прошлого.

Новые данные детализирующие историю развития ландшафтов Тихоокеанского побережья впервые получены нами в ходе биостратиграфического изучения разнофациальных отложений в устье пограничной р. Туманной на юго-западном побережье залива Петра Великого (Японское море). В этих отложениях хранятся подробные летописи природных перестроек, в том числе изменений структуры растительности и извержений вулкана Пектусан (Wei H. et al., 2003).

Разрез 1508_1 заложен на аккумулятивном валу морского побережья, в 10,5 км северо-восточнее устья р. Туманной (42°22′49″ с.ш., 130°45′17″ в.д., абсолютная высота поверхности вала 2,8 м).

Палиноспектры выделенные из слоя песка с растительными остатками этого разреза (инт. гл.

2,7–3,0 м) отражают значительные перестройки структуры растительности юго-западного побережья залива Петра Великого, обусловленные похолоданием, на рубеже среднего-позднего голоцена. Состав реконструированной растительности свидетельствует о доминировании ели (*Picea* sp.), сосны корейской (*Pinus* s/g *Haploxylon*), пихты (*Abies* sp.) и дуба (*Quercus* sp.). Присутствие пыльцы водных растений отражает снижение уровня моря, что по-видимому способствовало активизации в устьевой части р. Туманной эоловых процессов, обуславливающих активное поступление мелкозернистого песка на прибрежную равнину.

Возраст отложений подтверждается ^{14}C датой 2460±100 л.н. (2540±130 кал.л.н.) (ЛУ-7961) (рис. 1). Отметим, это похолодание отчетливо фиксируется и в донных отложениях прибрежных озер западного побережья Амурского залива – Карасье и Утиное (локальная палинозона (ЛПЗ) Ка-5) [Белянин и др., 2017].

Палиноспектры, выделенные выше по разрезу 15-08, характеризуют неоднородность климатических условий позднего голоцена. Так, в это время имело место и потепление климата, что отражено в палиноспектрах, выделенных из слоя песка с растительными остатками в интервале глубин 0,8–2,7 м. По сравнению с палеоботаническим материалом нижней пачки отложений, увеличилось содержание пыльцы пихты, ели, сосны корейской, диплоидных сосен (*Pinus* s/g *Diploxylon*) и дуба. Также, присутствуют пыльцевые зерна ореха маньчжурского и семейства кипарисовые. Возраст отложений подтверждает ^{14}C дата 1930±100 л.н. (1880±130 кал.л.н.) (ЛУ-7960), полученная с глубины 1,4 м, а также обнаруженные в инт. гл. 0,95–2,7 м фрагменты вулканического стекла. По данным H. Wei (Wei et al., 2003) в это время происходило извержение вулкана Пектусан.

Палиноспектры на глубине 1,4 м отражают незначительное похолодание в позднем голоцене (^{14}C 1360±60 л.н., 1280±60 кал.л.н.) (ЛУ-7959). В растительности увеличилось распространение темнохвойных лесов с елью, сосной корейской и дубом. Данное климатическое событие связывается нами с началом Малого ледникового периода (LIA) [Bradley, Jones, 1993]. Присутствие в разрезе толщи мелкозернистого песка вероятно свидетельствует об активизации эоловых процессов.

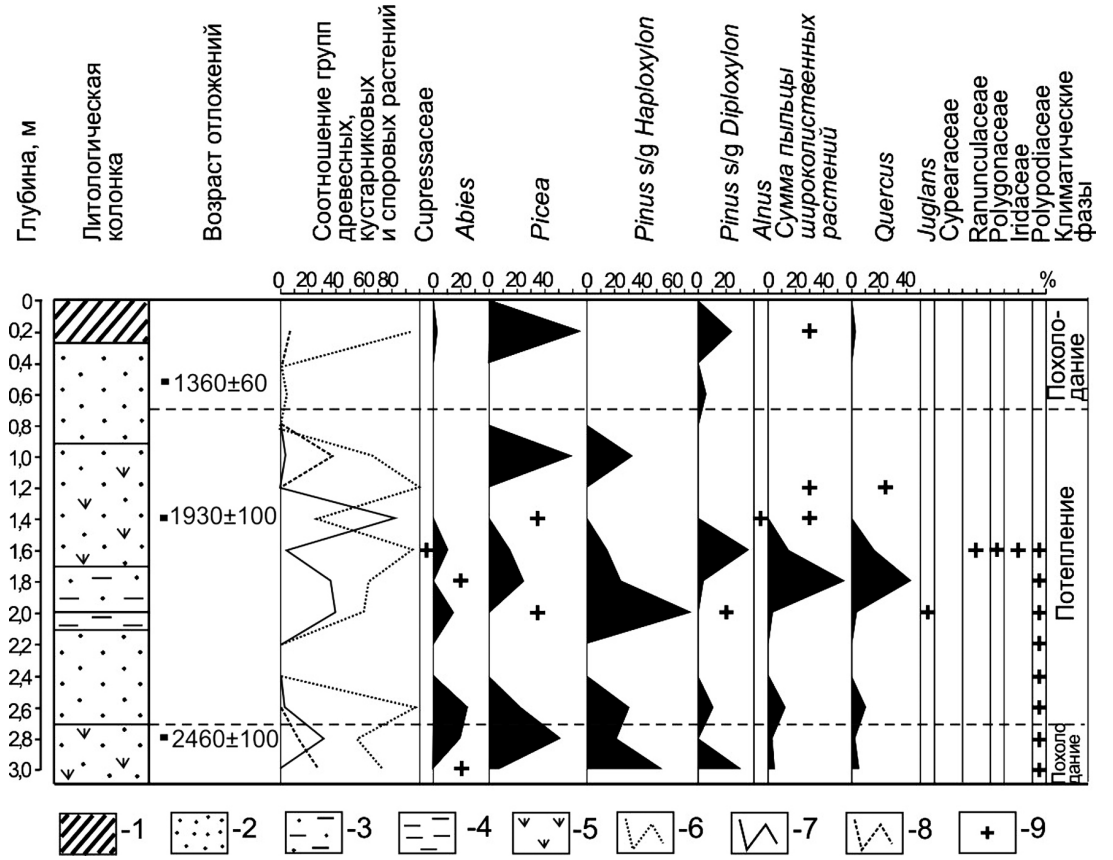


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу 15-08. 1 – почва, 2 – песок мелкозернистый, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – растительные остатки. Общее содержание: 6 – пыльцы деревьев; 12 – пыльцы трав; 7 – спор; 8 – доля спор и пыльцы в палиноспектрах менее 3%

Таким образом, полученные новые биостратиграфические данные по рыхлым отложениям юго-западного побережья залива Петра Великого, свидетельствуют о трех фазах развития растительности в позднем голоцене, характеризующих одно небольшое потепление и два незначительных похолодания.

Список литературы

1. *Bradley R.S., Jones P.D.* 'Little Ace Age' summer temperature variations: Their nature and relevance to recent global warming trends // The Holocene. 1993. № 3. P. 367–376.

2. *Wei H., Sparks R.S.I., Liu R.* et al. Three active volcanoes in China and their hazards // Journ. Asia Earth Sci. 2003.

3. *Wanner H., Ber J., Butikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Fluckiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Kuttel M., Muller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M.* Mid- to Late Holocene climate change: an overview // Quaternary Science Reviews. 2008. Vol. 27. P. 1791–1828.

4. *Белянин П.С., Андерсон П.М., Ложкин А.В., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Горнов Д.А.* // Развитие ландшафтов прибрежных аккумулятивных равнин залива Посьет и сопредельных участков побережья Японского моря в среднем–позднем голоцене // Актуальные проблемы современной палинологии: Материалы XIV Всероссийской палинологической конференции. М.: Географический факультет МГУ, 2017. С. 40–43.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ДОЛИННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЕРХОВЬЯХ Р. ХОР (СРЕДНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

BIOSTRATIGRAPHY ANALYSIS OF THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE VALLEY DEPOSITS IN THE KHOR RIVER HEAD (MIDDLE SIKHOTE-ALIN)

П.С. Белянин[1], В.В. Иванов[2], С.В. Леснов[2], Н.И. Белянина[1], Х.А. Арсланов[3], Ф.Е. Максимов[3]

[1] Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
pavelbels@yandex.ru
[2] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
d159327@yandex.ru
[3] Санкт-Петербургский государственный университет
arslanovkh@mail.ru

P.S. Belyanin[1], V.V. Ivanov[2], S.V. Lesnov[2], N.I. Belyanina[1], Kh.A. Arslanov[3], F.E. Maksimov[3]

[1] Pacific Geographical Institute FEB RAS
[2] Far Eastern Geological Institute FEB RAS
[3] Saint Petersburg State University

На примере знаменитой богатыми россыпями золота Болотистого рудно-россыпного поля проведено биостратиграфическое расчленение долинных отложений в верховьях р. Хор, на юге Хабаровского края. По данным палинологического, радиоуглеродного и диатомового анализов, установлена периодичность формирования золотоносных флювиальных и перекрывающих их болотных отложений. Показана синхронность этих двух позднекайнозойских стадий осадконакопления с трендом климатических изменений.

Не до конца отработанная россыпь золота в долине руч. Болотистого относится к рудно-россыпному полю Право-Соолийского рудно-россыпного узла в приводораздельной области бассейнов рек Хор и Анюй, что в верховьях р. Сооли, впадающей в р. Хор.

Объектом настоящего исследования являются долинные отложения, объединяющие аллювиальные (aQ_{III}^{2}) и болотные (lbQ_{IV}^{2-3}) фации руч. Болотистого [Иванов и др., 2015].

Таксономический состав изученных ЛПЗ свидетельствует о двух стадиях накопления разнофациальных долинных отложений, которые протекали на фоне переменчивых климатических условий.

Первая, аллювиальная стадия, отвечает условиям межледниковья в позднем плейстоцене (МИС 3) и раннем голоцене. Как свидетельствую информативные палиноспектры из тонкозернистых отложений нижних частей колонок I (инт. гл. 4,4–3,2 м) и II (инт. гл. 4,8–3,8 м), ее начальная фаза отвечает ЛПЗ Б-1. Таксономический состав ее палиноспектров указывает на доминирование елово-пихтовых и лиственничных лесов с участием сосны корейской и дуба монгольского в районе верхнего течения р. Хор. В целом состав растительности этого времени был близок к современному.

Вероятно, во время накопления гранулометрически более крупного аллювия произошло достаточно быстрое изменение природной обстановки в долине. Это объясняет отсутствие ископаемых микрофоссилий в интервалах глубин 3,2–2,0 и 3,8–2,6 м колонок I и II, что не позволило получить палиноспектры. По-видимому, формирование этих слоев протекало во время позднеплейстоценового оледенения (МИС 2).

Формирование выше залегающих по разрезу аллювиальных отложений происходило в условиях продолжающегося потепления, что зафиксировано в таксономическом составе ЛПЗ Б-2. В долинных ландшафтах имело место сокращение площадей ольховников и постепенное возрастание участия пихты, сосны корейской и особенно ели. Значительно увеличилась роль дуба монгольского и произошло внедрение широколиственных растений – ореха, липы и сирени. При этом уменьшилось распространение лиственничных и мелколиственных лесов, а папоротниковые болота зарастали сфагновым мхом и широкое развитие получали мари.

Вывод о кратковременном смягчении климатических условий в межледниковье (МИС 3) хорошо согласуется с материалами и обобщениями по биостратиграфии других регионов мира [Величко, 2012], в том числе для различных районов Чукотки [Ложкин, 2007].

Завершение формирования характеризуемого аллювия произошло в конце раннего голоцена, что подтверждает ^{14}C дата 8620±90 л.н., (9644±99 кал.л.н., ЛУ-8138) по пробе Б-100/17 сильно разложившегося бурого торфа (колонка III, глубина 3,2 м).

Диатомовый комплекс (ДК) из данного аллювия свидетельствует о флювиальной природе этих осадков. Так, видовой состав диатомей на глубинах 3,4–3,2 м колонки III, характерен для пойменных отложений. В них найдены представители, обитающие в медленно текучих и стоячих водах, способные обитать даже на влажных почвах и в заболоченных экосистемах.

Завершение аллювиальной стадии в конце раннего голоцена четко фиксируется в разрезе пневым горизонтом, сформировавшимся в результате масштабного осушения болот.

Вторая, болотная стадия формирования долинных отложений в виде финальной торфяной толщи знаменует переход от раннего голоцена к среднему (ЛПЗ Б-3) в условиях возрастающей теплообеспеченности. Это иллюстрируют палиноспектры в разрезе колонки III.

Таксономический состав палиноспектров, отражающих увеличение в растительных формациях роли сосны корейской, пихты, дуба монгольского, ореха маньчжурского, сирени, ильма и липы, свидетельствует о климате более теплом, чем современный. Однако, в растительности по-прежнему сохранялось довольно высокое участие мелколиственных растений. Наличие спор сфагнового мха говорит о развитии на этой площади марей.

Изменение состава диатомового комплекса (колонка III; инт. гл. 2,1–2,0 м) отражает умеренную заболоченность долины. Этот ДК указывает на дальнейший рост степени заболоченности днища данной долины в оптимум голоцена, что привело к формированию торфа с погребенной древесиной (колонка III, инт. гл. 2,0–1,2 м).

О некотором снижении среднегодовых температур при переходе от среднего голоцена к позднему, свидетельствует таксономический состав ЛПЗ Б-5, установленный по колонке III. В растительных формациях увеличилась роль ели, сосны корейской, пихты и лиственницы. Расширились и площади мелколиственных лесов, а также марей. Среди неморальной растительности сохранились лишь дуб монгольский и орех маньчжурский.

В позднем голоцене при климатических условиях близких к современным происходило накопление слоя торфа, перекрываемого сверху моховым очесом (колонка III), отнесенного нами к ЛПЗ Б-6. В ландшафтах доминировали елово-пихтово-березовые леса с участием пихты, сосны корейской и ильма. Присутствие спор торфяного мха свидетельствует о широком развитии марей.

Таким образом, выделенные стадии накопления рыхлых отложений в долине руч. Болотистого свидетельствуют, о том, что изменение режима осадконакопление происходило одновременно с изменением климатических условий. При потеплениях формировались преимущественно тонко- и мелкозернистые, а при похолоданиях – крупно- и грубозернистые фации.

Список литературы

1. *Величко А.А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.

2. *Иванов В.В., Леснов С.В., Рященко Т.Г., Белянин П.С., Белянина Н.И.* Новые палинологические данные по четвертичным отложениям золотоносной площади верховьев р. Хор, Западные отроги хребта Сихотэ-Алинь // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 178–180.

3. *Ложкин А.В.* Непрерывная летопись изменений природной среды Чукотки за последние 350 тысяч лет // Тихоокеан. геология, 2007. Т. 26. № 6. С. 53–59.

РУКОТВОРНЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННО ОРИЕНТИРОВАННЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ ОБЪЕКТЫ ПОВОЛЖЬЯ КАК ВЕРОЯТНЫЕ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ – ПРИГОРИЗОНТНЫЕ ПАЛЕООБСЕРВАТОРИИ

THE VOLGA REGION ARTIFICIAL RING-SHAPED OBJECTS AS PROBABLE GEOARCHEOLOGICAL OBJECTS – i.e. NEAR HORIZON PALEOOBSERVATORIES

Т.И. Бишев[1], В.А. Епифанов[2], А.В. Иванов[1], И.А. Яшков[1]

[1] ФГБОУ ВО СГТУ имени Гагарина Ю.А., Саратов, Россия
yashkovia@mail.ru
[2] АО «РОСГЕОЛОГИЯ» АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия
zem864@yandex.ru

T.I. Bichev[1], V.A. Yepifanov[2], A.V. Ivanov[1], I.A. Yachkov[1]

[1] Yuri Gagarin state technical university of Saratov, Russia
[2] JSC «ROSGEOLOGIA», JSC «SNIIGGIMS», Novosibirsk, Russia

Долина р. Волги уже с палеолита была заселена и являлась ареной деятельности людей.

Около 25–30 тысяч лет назад на р. Клязьме на восточной окраине современного г. Владимира были захоронены дети (погребения «Сунгирь-2 и -3»). Мальчик лежал головой на северо-восток в направлении на восход Солнца во время летнего солнцестояния, а девочка, продолжая единую с ним линию на юго-запад, – головой на заход Солнца в зимнее солнцестояние. Найденные при них вещи, в том числе, изображения «солнечных» и «лунных» календарей, указывают на то, что такое расположение тел не было случайным.

У «еще не знавших металла» людей, уже имелись вполне серьезные математические и астрономические знания [Григорьев, 2016], и эти знания воплощалось в обрядах. Это означает, что они для чего-то внимательно изучали ночное небо, и такие наблюдения носили систематический характер. Специфика астрономических наблюдений требует организации «постоянного рабочего места» и поэтому сооружались различные «обсерватории».

С 2000 по 2004 год американский спутник «Иконос-2» сделал снимки 13 древних обсерваторий Земли. Во Всероссийском астрономическом союзе исследовали эту съемку и пришли к выводу, что все сооружения предназначались для определения дней солнцестояний и равноденствий и для наблюдений за планетами [Сурин, 2010].

Самая известная на территории России древняя пригоризонтная обсерватория Аркаим расположена на юге Челябинской области и датируется эпохой бронзы [Приходько, Иванов, Зданович и др., 2014]. Она является современником Стоунхенджа в Англии, но позволяет наблюдать все 18 связанных с Солнцем и Луной значимых астрономических явлений с точностью до одной минуты дуги!

В настоящее время в Северной Европе известны три расположенных практически на одной широте объекта [Зайков, 2007], имеющих признанный статус древних пригоризонтных обсерваторий и открытых для посещения туристами – это Стоунхендж (Англия – 51,179° с.ш.), Гозек (Германия – 51,198) и Аркаим (Россия – 52,649). Все они имеют кольце-

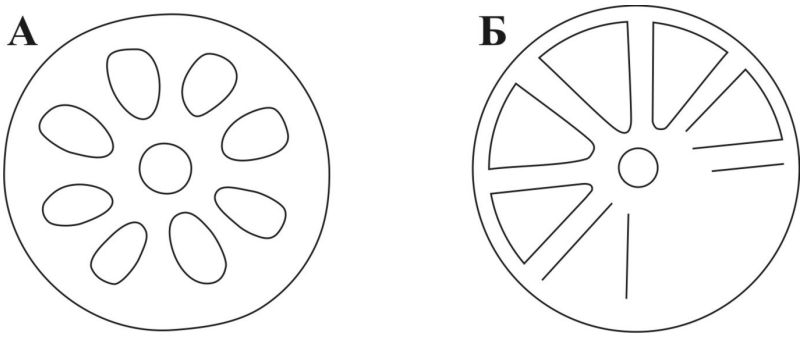


Рис. 1. Сопоставление структурных планов диска из Сунгири (А) и объекта «Усолье» (Б)

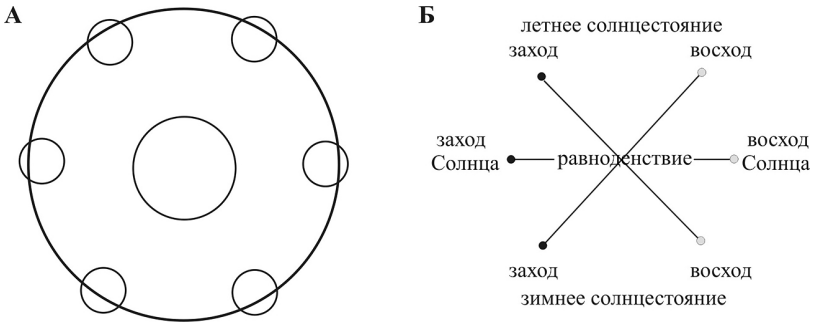


Рис. 2. Структура объекта «Жигули» (А) и визирные направления Стоунхенджа (Б)

вую форму, а в структурной организации используют число-параметр 43,2 м (часто и другие кратные 432 «астрономические» числа – *216, 108, 54, 27, а также 864*). Например, в Стоунхендже 43,2 м равен радиус кольца «лунок Орби», а диаметр внутреннего вала – 108 м. В Гозеке диаметр внешнего бревенчатого кольца равен 54 м, а радиус внешнего вала составляет 43,2 м. И в Аркаиме проявлен этот же размер – здесь радиус 43,2 м имеет внутреннее кольцо (Детинец).

Но если во всех трех обсерваториях зафиксировано некое число, то это значит, что оно имеет какое-то важное, принципиальное значение! И обнаружение размерности-432 и кратных ей чисел в других древних постройках, если они определенным образом ориентированы в пространстве, позволяет предположить их археоастрономическое назначение. Главными визирными линиями пригоризонтных обсерваторий является направление запад-восток (точка-линия равноденствий) и «косой крест» (точки-линии солнцестояний).

На правом берегу р. Волги на одной широте с упомянутыми обсерваториями (в цифровом значении – среднее между Стоунхенджем и Аркаимом) отчетливо просматривается объект, названный нами «Вольский крест». Ориентировка креста близка к направлениям линий солнцестояния, а просматривающиеся вокруг него кольца имеют диаметры 54, 108 и 216 м. Севернее этого места располагаются два «странных объекта», названных нами «Усолье» (8-сегментная структура) и «Жигули» (6-сегментная). В этих структурах зафиксированы «обсерваторные» направления и диаметры в числовых значениях «астрономического ряда». На объекте «Усолье» (диаметр 108 м) была подсыпана и забетонирована западная (потребовавшаяся военным) часть структуры. Восточная часть слабо просматривается из Космоса, но уверенно угадывается в микроландшафте. Общий план объекта повторяет вид найденных в Сунгири 8-сегментных костяных дисков-амулетов (рис. 1). Случайно ли это?

В ходе экспедиции «Гагаринский плавучий университет 2016» квадрокоптером (дроном) с высоты 200 м был сфотографирован объект «Жигули» (рис. 2). На рисунке показана его структура (диаметр кольца внутреннего круга равен 54 м), и для сравнения приведены главные солнечные визирные направления Стоунхенджа.

Сопоставляя подобные объекты, всегда следует иметь в виду, что ориентация креста в пространстве зависит от времени строительства обсерватории. Со временем она постепенно изменяется, т.к. меняется наклон земной оси к северному полюсу. А углы между линиями креста определяются широтой расположения объекта – чем ближе к полюсу находился строящийся объект, тем более сближены ветви креста на севере.

Косвенным, но весьма важным свидетельством в пользу принадлежности таких объектов к палеообсерваториям, а не к «новоделу», является использование «сакрального числа 432» в размещении этих пунктов друг относительно друга.

В 432 км к югу от «Жигулей» располагается подобный ему объект «Камышин-1»! А в 43,2 км еще

южнее находится их структурный аналог объект «Камышин-2»!! В конструкции всех этих сооружений определяются те же «астрономические числа» – 27 м, 43,2 м, 216 м, 270 м, и 432 м. Очевидно, такая «числовая закономерность» не является случайной, хотя в недавнем прошлом именно в этих точках располагались некие военные объекты.

Список литературы

1. *Григорьев Ал.А.* Доисторическая география (Серия «География культуры»). СПб.: Кафедра страноведения и межд. туризма СПбГУ. 2016. 296 с.

2. *Зайков В.В.* Аркаим и геоархеологические странствия. Екатеринбург-Миасс: ИМин УрО АН, 2007. – 199 с.

3. *Приходько В.Е., Иванов И.В., Зданович Д.Г.* и др. Аркаим – укрепленное поселение эпохи бронзы степного Зауралья: почвенно-археологические исследования. М.: ФГУП Издательский дом «Типография» Россельхозакадемии, 2014. 264 с.

4. *Сурин Д.* Древние обсерватории. http://www.itogi.ru/

ДИАГНОСТИКА ВОЗРАСТА ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ НА БЕРЕГУ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

DIAGNOSIS OF THE AGE OF TITANIUM-ZIRCONIUM PLACERS OF THE BALTIC SEA COAST

Н.А. Богданов

Институт Географии РАН, Москва, Россия
nabog@inbox.ru

N.A. Bogdanov

Institute of Geography of RAS, Moscow, Russia

Определение возраста толщи рыхлых отложений – важный момент геолого-географических исследований, в частности, – при реконструкции временного порога эффективного прибрежно-морского россыпеобразования. Он соответствует началу концентрирования полезных рудных минералов из рассеянного в промежуточном коллекторе состояния в устойчиво локализованные прослои и отдельные залежи. Прямая диагностика абсолютного возраста зачастую невозможна; привлекается комплекс косвенных признаков условий формирования горизонтов разреза отложений. Такого рода реконструкция и является *целью работы* (на примере одной из песчаных литориновых пересыпей Юго-Восточной Балтики, вмещающих титано-циркониевые россыпи).

Объект – опорный разрез Лиепайской пересыпи; приурочен к оси локальной положительной структуры «Лиепая-море»; содержит прослои концентратов тяжелых минералов (до 634 кг/т или 1331 кг/м^3: ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, монацит и др.). Обнажение вскрыто катастрофической низовой абразией севернее одноименного порта и ориентировано вкрест генерального направления берега (рис. 1, 2). Южнее порта сосредоточены современные подводные россыпи (до 600 кг/м^3, глубины моря 3–8 м). Возраст устойчивой их локализации ~600–800 лет (по разным оценкам). Антропогенный фактор вызвал очаговый размыв берегов и активизацию пляжевого россыпеобразования ~100 лет [Богданов, 2016; Bogdanov, Paranina, 2017]. Начало эффективного его этапа связывалось в регионе с рубежом перехода от литориновых к современным отметкам уровня моря (2,7–2,5 тыс. л.н. [Блажчишин и др., 1976]).

Методы реконструкции – анализ связей литологии, текстуры отложений с генезисом и динамическими условиями формирования толщи осадков [Хаин, 1954; Ботвинкина, 1960 и др.]. *Ключевые индикаторы* – темп сводовых поднятий локальных

тектонических структур («*ядра*» аккумуляции и барообразования в пределах пересыпи: поднятия Бернатские, «Лиепая-море»: +0,6 мм/год или 0,6 м за 1000 лет [Можаев, 1973]) на фоне тектонически стабильной территории (мыс Акменьрагс – Лиепая: +(0–2) мм/год [Можаев, 1973]) и амплитуда перекоса высотных отметок горизонта опесчаненого торфа древних мелководных лагун в уступе размыва берега на северном крыле структуры (рис. 2).

Результаты. Возраст горизонта торфа, с учетом амплитуды вдольберегового перекоса его кровли и темпа поднятий по оси структуры, составляет ≥ 2000 лет (рис. 2). Он соответствует эпохе активного торфообразования (2,8–2,5 тыс. л.н., конец литоринового времени; отмечен многими исследователями [Богданов, 1993]). Подошва его (*сл. 12* на рис. 1) «*консервирует*» трансгрессивную пачку морских песков (*сл. 11*). С угловым несогласием и размывом они перекрывают кровлю комплекса приурезовых и пляжевых разно- и грубозернистых отложений (*сл. 8–10*: преобладает слоистость рифелей мелководья). Интенсивные ожелезненность и выветрелость гальки гранитоидов свидетельствуют о частых сменах в эпоху их формирования подводных и субаэральных условий седиментации. На кровле комплекса – реликтовые залежи тяжелых минералов (*сл. 10*). Базальный песчано-гравийно-галечный

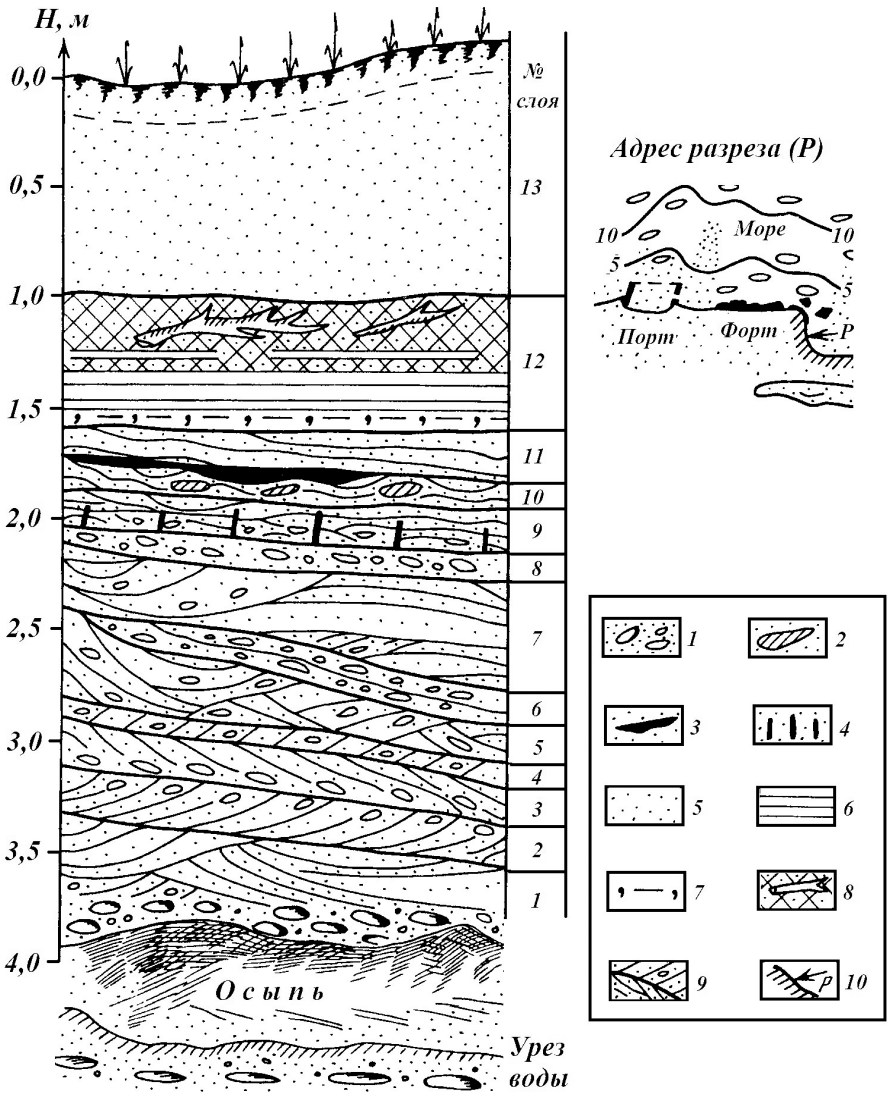


Рис. 1. Опорный разрез отложений *Лиепайской* пересыпи.

1 – песчано-гравийно-галечные отложения, *2* – сильно выветрелые обломки гранитоидов, *3* – линза концентрата тяжелых минералов, *4* – средне- и мелкозернистые пески с ожелезнением, *5* – мелкозернистые морские и эоловые пески, *6* – плотные темно-серые глины с примесью алеврита, *7* – прослой черной органики, *8* – торфяники опесчаненные с включением древесных остатков, *9* – элементы слоистости рыхлых отложений, *10* – местоположение разреза: абразионный уступ, развалины Батареи № 3 крепости Либава (врезка – верхний правый угол рисунка)

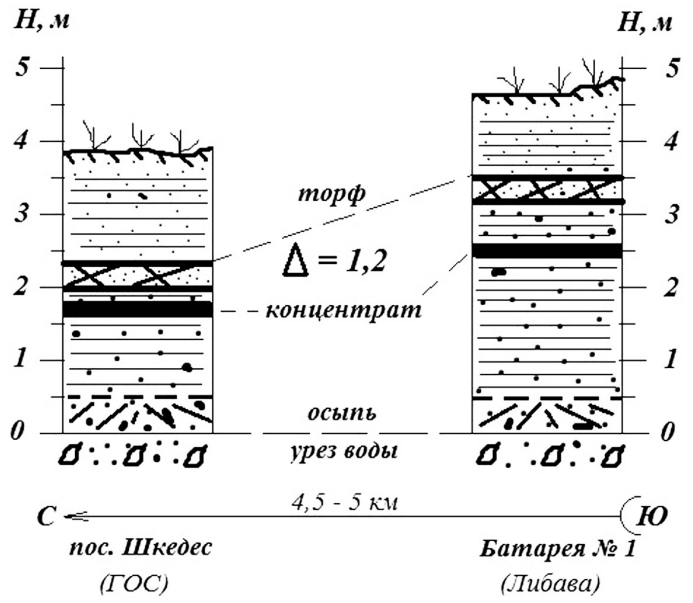


Рис. 2. Перекос уровня (Δ, м) горизонта опесчаненого торфа в отложениях *Лиепайской* литориновой пересыпи: ось и северный фланг локальной положительной структуры «*Лиепая-море*». Скорость поднятия в районе порта Либава по оси структуры +0,6 м за 1000 лет [Можаев, 1973]; *ГОС* – городские очистные сооружения

горизонт (*сл. 8*) с несогласием и размывом перекрывает пески со слоистостью подводных валов (глубины моря 2–4 м, *сл. 7*).

Сопоставление текстурно-литологических особенностей разреза с известными вехами литориновой истории позволяет реконструировать возраст событий: *а)* этап межлиториновой регрессии (Lit_{1-2}, до –12 м, ~6,2 тыс. л.н.) маркирован комплексом грубообломочных осадков приурезовой зоны (*сл. 8-10*), залегающих на отложениях первой фазы трансгрессии (Lit_{1}, до +6,5 м, ~8 тыс. л.н.); *б)* срезание кровли комплекса вместе с очагом концентрации тяжелых минералов и перекрытие их пачкой (*сл. 11*) более глубоководных мелкозернистых песков – вторая фаза трансгрессии (Lit_{2}, до +3 м, ~3,9 тыс. л.н.); *в)* спад уровня зафиксирован пачкой лагунных отложений (≥2000 лет); *г)* формирование залежи – период 6,2–3,9 тыс. л.н. Крупность частиц указывает на приуроченность россыпи к пляжу или прибрежному мелководью; *д)* датировка П.А. Каплиным (1973) пика уровня трансгрессии max_Lit_{2} ~3 тыс. л.н. также свидетельствует о переходном времени к этой фазе межлиториновой регрессии min_Lit_{1-2} >3 тыс. л.н.

Выводы: эффективное россыпеобразование в регионе началось значительно раньше предполагавшегося этапа ~2,5 тыс. л. н. и относится к эпохе ~6–4 тыс. л. н. Оно продолжается и поныне как на подводном склоне пересыпей, так и на отдельных участках пляжей абразионных берегов.

Список литературы

1. *Блажчишин А.И., Болдырев В.Л., Лозовая Н.Г., Харин Г.С.* Источники питания россыпей Юго-Восточной Балтики // Морская геология и геофизика, 1976. № 5. С. 18–23.

2. *Богданов Н.А.* Морфолитодинамический аспект экологии побережья Балтийского моря // Геоморфология, 1993. № 3. С. 56–63.

3. *Богданов Н.А.* Техногенез и трансформации состояния берегов и дна Балтики // Астраханский вестник экологического образования, 2016. № 4(38). С. 4–18.

4. *Ботвинкина Л.Н.* Принципы изучения слоистости в целях использования ее для фациального анализа. Физические и химические процессы и фации. М.: Наука, 1968. С. 122–126.

5. *Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Наука. 1973. 265 с.

6. *Можаев Б.Н.* Особенности и стадии новейшей тектоники восточной Прибалтики // Современные движения земной коры, 1973. № 5. С. 323–327.

7. *Хаин В.Е.* Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 692 с.

8. *Bogdanov N.A., Paranina A.N.* Technogenic transformations of sea coasts on the Baltica sea // International Journal of Geography and Geology, 2017. № 2. P. 26–31. DOI: 10.18488/journal.10/2017.6.2/10.2.26.31. (http://www.pakinsight.com/archive/10/02-2017/2).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПОСЛЕДНИЕ 7.4 ТЫСЯЧ ЛЕТ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

THE MAIN STAGES OF VEGETATION AND CLIMATE EVOLUTION IN THE TAMAN PENINSULA DURING THE LAST 7.4 CAL. KA AND THEIR CORRELATION WITH RAPID SEA-LEVEL FLUCTUATIONS OF THE BLACK SEA

Н.С. Болиховская, А.В. Поротов

МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва
nbolikh@geogr.msu.ru, alexey-porotov@yandex.ru

N.S. Bolikhovskaya, A.V. Porotov

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow

Вопросы динамики ландшафтно-геоморфологических условий побережий внутренних морей в условиях глобальных и региональных изменений климата голоцена продолжают представлять большой интерес в связи с задачами палеогеографического обоснования прогноза в условиях современных тенденций в изменении глобального климата. Решение подобных вопросов традиционно основывается на детализации существующих реконструкции палеоклиматических событий по данным детального палинологического анализа и радиоуглеродного (^{14}C) датирования голоценовых отложений и их корреляции с существующими схемами развития рельефа и изменений уровня моря. Для побережья Черного моря особенности колебаний уровенного режима в течение голоцена обобщены в ряде работ последних лет [Балабанов, 2009; Martin, Yanko-Hombach, 2011; и мн. др.].

На территории Таманского полуострова результаты подробного палинологического анализа и ^{14}C датирования получены к настоящему времени для разрезов голоценовых отложений черноморской дельты Кубани, представленных сериями лиманных, аллювиальных, озерно-болотных и субаэральных осадков, сформировавшихся в последние 7,0 тыс. лет. Основу реконструированной летописи палеоклиматических событий составляют палинологические данные 12-метровой толщи осадков из скважины 1, заложенной во внутренней части дельты вблизи разветвления азовского и черноморского русел Кубани, которые позволили подробно охарактеризовать 14 этапов развития растительности и климата среднего и позднего голоцена вплоть до 1000–800 ^{14}C л.н. [Болиховская и др., 2014]. Эти реконструкции подтверждены и дополнены результатами палинологического изучения отложений из скважин сопредельных участков дельты. По результатам детального палинологического анализа голоценовых разрезов черноморской дельты Кубани реконструированы смены зональных типов растительности и трансформации зональных и интразональных растительных формаций в ландшафтах Таманского п-ова, происходившие под влиянием глобальных и региональных климатических колебаний, а также изменений эдафических условий. Установлена специфика природных изменений и охарактеризованы ландшафтно-климатические перестройки в интервале от ~ 7400 до 400 кал.л.н., отражающие 17 фаз в развитии климата и растительности среднего и позднего голоцена. Полученная запись палеоклиматических событий, представляющая собой закономерную последовательность этапов изменения природной среды, их хронологию и характеристики ландшафтно-климатических особенностей, легла в основу предложенной Н.С. Болиховской палино-климато-хроностратиграфической версии интерпретации климатообусловленных колебаний уровня Черного моря в последние ~7.4 тыс. кал. лет (таблица) [Bolikhovskaya et al., 2017, in press].

Проведенные сопоставления показали, что пять трансгрессивных фаз в изменении уровня моря соответствуют климатическим этапам с относительно теплыми и влажными условиями, которые реконструированы для периодов: ~6730–4660 календарных лет назад (отвечает каламитской трансгрессии), ~4400–3780 кал.л.н. (максимум джеметинской трансгрессии), ~2280–1540 кал.л.н. (нимфейская трансгрессивная фаза), ~1230–900 и ~830/730–580 кал.л.н. Трансгрессивная фаза, выделяемая в этой схеме в интервале ~3430–2910 кал.л.н., характеризуется относительно прохладным и влажным климатом. К семи этапам регрессивного режима уровня моря в нашей летописи палеоклиматиче-

ских событий с наибольшей вероятностью относятся четыре периода относительно теплого и сухого климата: ~7400–6700 кал.л.н., ~3780–3430 кал.л.н., ~2910–2280 кал.л.н. (соответствует т.н. фанагорийской регрессии) и ~900–830/730 кал.л.н. Остальные три фазы относительного понижения уровня моря, зафиксированные палинологическими данными в интервалах ~4660–4400 кал.л.н., ~1540–1230 кал.л.н. и ~580–305/440 кал.л.н (последний отвечает «Малому ледниковому периоду»), характеризовались сухими и относительно прохладными климатическими условиями.

Таблица

Этапы развития климата и растительности Таманского п-ова в голоцене и их корреляция с колебаниями уровня Черного моря
(схема составлена Н.С. Болиховской)

^{14}C возраст, лет назад		Растительность	Климат	Фазы колебания уровня Черного моря
конвенциальный	калиброванный			
	<300 – субрецентные пробы	XVII. Все субрецентные пробы отражают развитие степей с участками широколиственных и сосновых лесов	Климат более влажный, чем современный	Тенденция к трансгрессии
301±24 430±20	580–305/440	XVI. Разнотравно-злаковые степи; участки лесов из пихты, ели, сосны и березы; луга и обильная прибрежно-водная растительность	Относительно прохладный, сухой	Регрессия отвечает «Малому ледниковому периоду»
510±80	830/730–580	XV. Лесостепи со значительным участием хвойно-широколиственных лесов	Теплый и относительно влажный	Трансгрессия
1000–900/800	900–830/730	XIV. Злаковые и полынно-маревые степи	Аридизация, иссушение и потепление	Регрессия
1300–1000	1230–900	XIII. Лесостепи с участками буково-грабово-дубовых лесов	Относительно влажный и теплый	Трансгрессия
1650–1300	1540–1230	XII. Господство разнотравно-злаковых и полынно-маревых степей	Сухой и относительно холодный	Корсунская регрессия
2300–1650	2280–1540	XI. Сочетание широколиственных буково-дубово-грабовых лесов и лесостепей	Теплый и влажный: 3-й максимум гумидизации	Нимфейская трансгрессия
2500–2300	2590–2280	X. Растительность переходного (от степей к лесостепям) типа	Относительно теплый и сухой	Фанагорийская регрессия
2800–2500	2910–2590	IX. Степи разнотравно-злаковые и полынно-маревые	Теплый и сухой	
3200–2800	3430–2910	VIII. Лесостепи с господством степных и лугово-степных ценозов; ольховые и ивовые леса, участки буково-грабово-дубовых лесов	Относительное похолодание и увлажнение	Трансгрессия
3500–3200	3780–3430	VII. Степи с участками грабово-дубовых лесов и ольшаников	Теплый и сухой	Регрессия
3950–3500	4400–3780	VI. Дубово-буково-грабовые и буково-грабово-дубовые леса с участками хвойно-широколиственных древостоев	Теплый и влажный: 2-й максимум гумидизации	Максимум (?) Джеметинской трансгрессии
4100–3950	4660–4400	V. Степи злаковые, разнотравно-злаковые и полынно-маревые; пойменные леса из ольхи, тополя и ивы; сокращение дубово-грабово-вязовых древостоев	Сухой при относительном похолодании	Хаджибейская (?) регрессия
4300–4100	4900–4660	IV. Сочетание лесных и лесостепных сообществ с лесами прежнего состава	Теплый, относительно менее влажный	Каламитская трансгрессия
4500–4300	5160–4900	III. Широколиственные преимущественно буково-дубово-грабовые леса, с участками хвойно-широколиственных древостоев, ольшаников и ивняков	Теплый и влажный: 1-й максимум гумидизации	
5900 – 4500	6730–5160	II. Лесостепи с участками буково-дубово-грабовых лесов	Теплый и относительно более влажный	
5940±80 >6500	~7400–6700	I. Степи с лугово-болотными ценозами и участками грабово-дубовых древостоев	Теплый и сухой	Понтийская регрессия

Проведенные сопоставления реконструированных этапов эволюции климатических условий в течение среднего и позднего голоцена на территории северо-восточного Причерноморья с предполагаемыми трансгрессивно-регрессивными фазами в изменении уровня Черного моря подтверждают вывод о климатической обусловленности малоамплитудных флуктуаций уровня моря, а также позволяют рассматривать колебания увлажненности в качестве основного климатообусловленного фактора, определяющего уровенный режим Азово-Черноморского бассейна.

Данная работа является вкладом в научные исследования по теме «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее развития» (ГЗ).

Список литературы

1. *Балабанов И.П.* Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. М.: Владивосток «Дальнаука», 2009. 352 с.

2. *Болиховская Н.С., Поротов А.В., Кайтамба М.Д., Фаустов С.С.* Развитие природной среды и климата на территории Черноморской дельты Кубани в последние 7 тысяч лет // Вестник МГУ. Серия География. 2014. №1. С. 64–74.

3. *Bolikhovskaya N.S., Porotov A.V., Richards K., Kaitamba M.D., Faustov S.S., Korotaev V.N.* Detailed reconstructions of Holocene climate and environment changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the Black Sea // Quaternary International, 2017 (в печати).

4. *Martin R.E., Yanko-Hombach V.* Rapid Holocene sea-level and climate change in the Black Sea: An evaluation of the Balabanov sea-level curve. In: Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Martin, R.E. (Eds.), Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis GSA Special Papers 473. 2011. Geological Society of America, Boulder. P. 51–58.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРЯДОВОГО РЕЛЬЕФА СЕВЕРО-ЗАПАДА НА ПРИМЕРЕ СОЛОВЕЦКИХ ОСТРОВОВ И КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

ABOUT TECTONIC ORIGINATION OF RIDGES BY THE EXAMPLE OF SOLOVETSKIE OSTROVA AND KARELIAN ISTHMUS

Д.Ю. Большиянов

ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», г. Санкт-Петербург, Россия
bolshiyanov@aari.ru

D.Yu. Bolshiyanov

FSBI «Arctic and Antarctic Research Institute», St. Petersburg, Russia

В рамках полевых практик со студентами геоморфологами СПбГУ в 2010–2015 гг. проведены исследования строения рельефа и четвертичных отложений Большого Соловецкого острова и западного побережья Ладожского озера в районе г. Приозерск. Исследования сопровождались газортутной съемкой, применяемой для выявления разломов земной коры [Фурсов, 1977; Федоров и др., 2000]. Для измерения концентрации паров ртути в почвенном воздухе применялся газортутный анализатор «ЭГРА-01».

Геоморфологическое строение Большого Соловецкого острова (рис. 1) характеризуется двумя особенностями: широким распространением морских абразионно-аккумулятивных террас по периметру и холмисто-грядовым рельефом в центе острова. Холмы и гряды с относительными превышениями до 80 м с наивысшей отметкой 80,3 м (г. Поднебес-

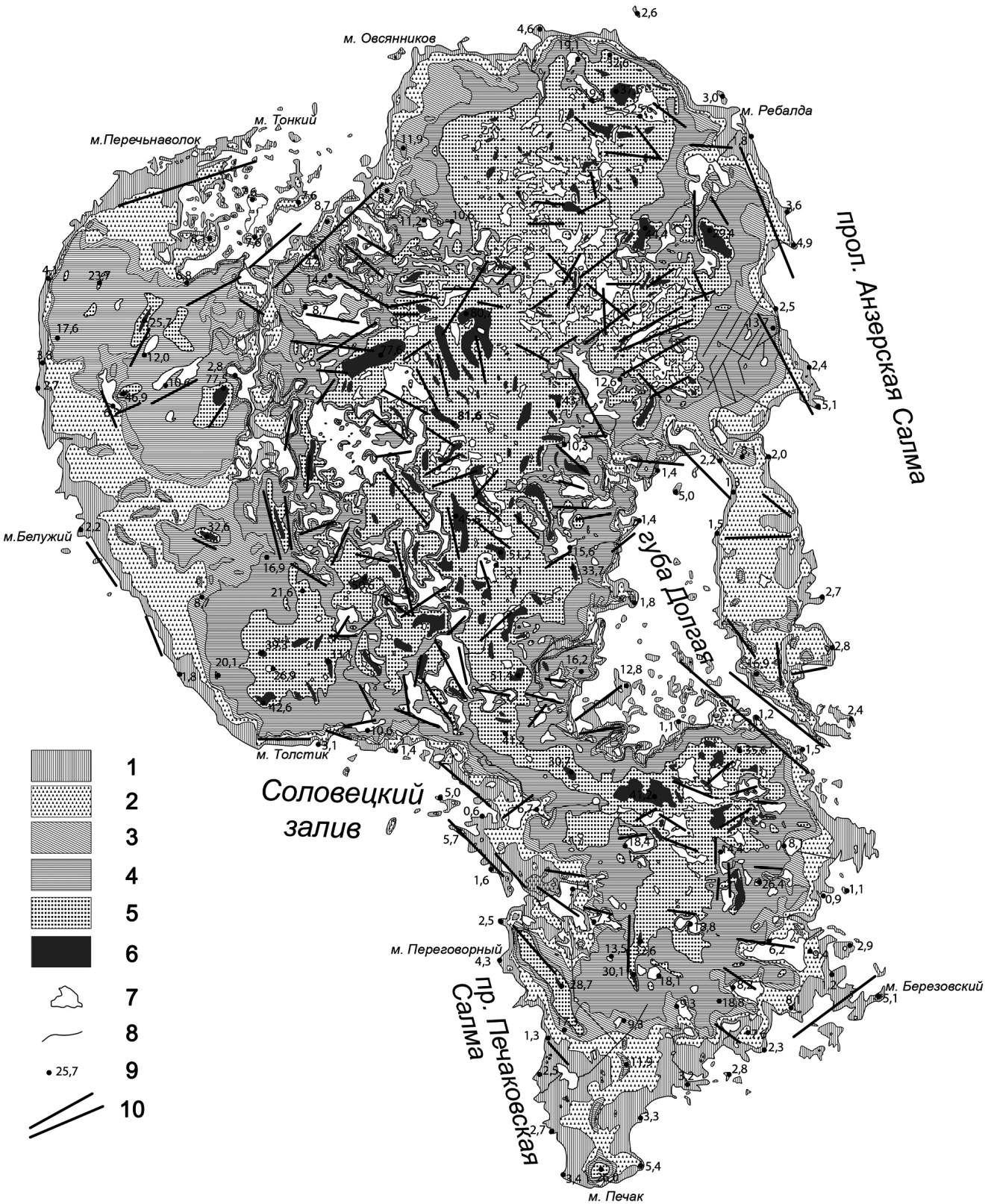


Рис. 1. Геоморфологическая схема Большого Соловецкого острова.

Условные обозначения: 1 – первая морская терраса (0–5 м); 2 – вторая морская терраса (5–8 м); 3 – третья морская терраса (8–10 м); 4 – морские террасы высотой 10–20 м; 5 – холмисто-грядовый рельеф; 6 – наиболее высокие холмы и гряды; 7 – озера; 8 – канклы, реки, протоки; 9 – отметки высот в м; 10 – линеаменты, в основном гряды

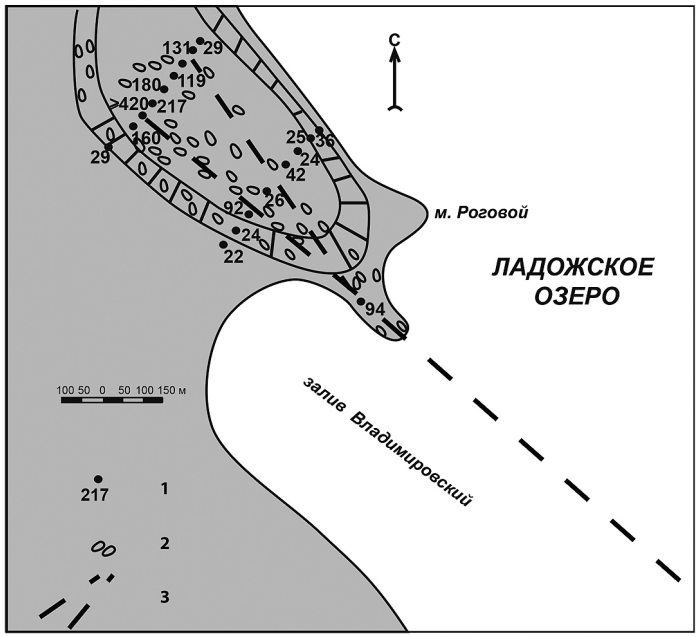


Рис. 2. План гряды Роговой на западном побережье Ладожского озера (60°52′12″ с.ш. 30°26′19″ в.д.) с результатами газортутной съемки. Условные обозначения: 1 – точки определения концентрации ртути в почвенном воздухе и ее значения (нг/м^3); 2 – валуны и глыбы; 3 – выявленный разлом земной коры

ная), располагаются в основном в северной части острова. Крутизна склонов от 5° в нижней до 35° в верхней. Гряды часто ассиметричны, имеют вогнутые склоны (например, г. Секирная с вогнутым крутым северным склоном и более пологим, с уступами южным), для них характерны плоские вершины. Гряды сложены валунно-галечно-песчаными отложениями, и по закопушкам видно, что валуны сконцентрированы в самых верхних горизонтах, а с глубины 0,5 м преобладает песок. Ориентировка гряд представлена направлениями сз-юв, св-юз, а также широтным. Как видно из рис. 1 в центральной части острова есть округлое заболоченное пространство, от которого гряды расходятся радиально. Концентрация паров ртути в почвенном воздухе заметно варьирует. Южная половина острова имеет фон от 14 до 35 нг/м^3, в с-з части острова наблюдались значения от 7 до 35 нг/м^3, а в северной части острова (Овсянки – г. Секирная) наблюдался повышенный фон – от 29 до 52 нг/м^3. Максимальные значения концентрации ртути приурочены к вершинам гряд. У подножий гряд эти значения меньше. Например, на гряде в западной части о. Большая Муксалма, на вершине – 81, а у подножия – 23 нг/м^3. На горе Секирной у подножия – 19, а на вершине – 48 нг/м^3. Значительной концентрацией ртути отличаются также вершина о. Большого Заяцкого – 64 и гряды в центре острова у пос. Исаково (45–66 нг/м^3).

Газортутная съемка гряды Роговой, расположенной на западном побережье Ладожского озера, с еще большей очевидностью (рис. 2) показала приуроченность гряды к зоне разлома, уходящего от нее на юго-восток и определяющего глубины пролива между берегом и о. Коневец. В 2014 г. наличие разлома в проливе подтверждено результатами сейсмо-акустического профилирования. В северо-западном направлении этот разлом продолжается и обусловливает рельеф котловины озера Большого Воробьева. Интересной особенностью строения гряды Роговой является то, что она в зоне разлома сложена огромным количеством валунов и глыб, которые резко исчезают с поверхности гряды на ее с-в склоне, как только понижаются значения концентраций ртути в почвенном слое.

Таким образом, исследованный грядовый рельеф Соловецких островов и гряды Роговой на Карельском перешейке показали непосредственную связь некоторых гряд с разломами земной коры. Их происхождение связано с разломной тектоникой [Чувардинский, 2000]. В случае гряды Роговой интересен факт выраженности разлома в рельефе как гряды и тут же, как депрессии в рельефе в виде пролива между берегом и о. Коневец. На Большом Соловецком острове конфигурация гряд подтверждает наличие структуры центрального типа [Горный и др., 2009].

Список литературы

1. *Горный В.И., Латыпов И.Ш., Теплякова Т.Е., Воякина Е.Ю.* Верификация результатов дистанционного геотермического метода при изучении природы формирования азональной экосистемы Большого Соловецкого острова. Современные проблемы дистанционного зондирования 2009. Том 6. № 2. С. 36–45.

2. *Чувардинский В.Г.* Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты. 2000. С. 166–183.

3. *Федоров Г.Б., Антонов О.М., Большиянов Д.Ю.* Особенности режима современных тектонических движений Центрального Таймыра. // Изв. РГО. 2001. Т. 133. Вып. 1. С. 76–81.

4. *Фурсов В.З.* Ртуть – индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1977. 144 с.

НОВЫЕ НАХОДКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ г. ОМСКА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ)

NEW RECORDS OF QUATERNARY MAMMALS IN THE OMSK AREA (WEST SIBERIA, RUSSIA)

А.А. Бондарев[1], А.С. Тесаков[2], А.Л. Дорогов

[1] Омское региональное отделение РГО, Омск, Россия
gilgamesh-lugal@mail.ru
[2] Геологический институт РАН, Москва
tesak@ginras.ru

A.A. Bondarev[1], A.S. Tesakov[2], A.L. Dorogov

[1] Omsk regional division of Russian Geographical Society, Omsk, Russia
[2] Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Омское Прииртышье – один из важнейших регионов Северной Евразии для установления последовательности и особенностей эволюции фаун млекопитающих позднего кайнозоя. В дополнение к превосходной летописи териофаун позднего неогена, окрестности Омска документируют и ряд этапов эволюции млекопитающих квартера.

Исторически, важный вклад в изучение четвертичных млекопитающих Омского Прииртышья внес В.И. Громов. Его работа по геологии Омско-Барабинского района [Громов, 1940], стали первой попыткой прослеживания геологических тел четвертичного возраста и тщательного сбора и анализа палеонтологического материала. Эта работа показывает также этапы вызревания у В.И. Громова концепции фаунистических комплексов (фк).

Во второй половине 20 и начала 21 века исследования В.С. Зажигина, В.С. Зыкина, А.А. Круковера и др. принесли в регионе значительный новый материал по фаунам крупных и мелких млекопитающих плейстоцена. В последние годы получены данные о ряде уже известных и новых местонахождений млекопитающих [Бондарев и др., 2015]. Приводим новые данные в хронологическом порядке от наиболее древних к наиболее молодым.

Поздний плиоцен (пьяченций, урывский/селетинский фк, MN16). У урочища Стрижово (Нижнеомский р-н, Омская обл.) в многослойном разрезе, открытом в 2015 г., в горизонте светлых песков с раковинами стагнофильных моллюсков получена фауна Стрижово 2 с Soricidae gen., *Pliolagomys* sp., ?Muridae gen., *Mimomys hintoni*.

Ранний плейстоцен (гелазий, хапровский/подпуск-лебяжинский фк, MN17). Сведения о хапровских фаунах в регионе редки. Единственная фауна этого возраста была найдена в аллювиальных песках иртышской свиты у с. Любино В.С. Зыкиным. Переотложенные остатки грызунов хапровского фаунистического комплекса *Mimomys* cf. *praepliocaenicus* и *Borsodia* gr. *praehungarica* найдены нами также в материалах из Исаковки 4 и Новотроицкое 1.

Ранний плейстоцен (калабрий, таманский фк s.l.). Наиболее древняя териоассоциация получена из аллювиальных отложений с раковинами *Corbicula* у с. Исаковка (Горьковский р-н, Омская обл.). Фауна Исаковки 4 [Тесаков и др., 2016; Бондарев и др., 2017] включает *Allophaiomys deucalion, Borsodia* ex gr. *fejervaryi-prolaguroides, Mimomys* ex gr. *tornensis*, *Lemmus* sp., *Clethrionomys* sp., *Plioscirtopoda* sp., *Equus* sp., Bovinae gen., *Rangifer* sp., а также переотложенные кости мелких млекопитающих русциния, пьяченция и гелазия (MN15, MN16, MN17). Исаковка 4 – одна из самых ранних «смешанных» фаун Евразии, сочетающих элементы степного, бореального и «тундрового» комплексов. В ре-

гиональной евро-сибирской биохронологоической схеме она отвечает зоне совместного распространения *Allophaiomys deucalion-Borsodia*, MQR11. Фауна Стрижово 3 открыта в 2015 г. Из песков в верхах флювиальной части разреза под лессовым покровом были собраны остатки *Spermophilus* sp., *Allophaiomys* ex gr. *pliocaenicus*, *Prolagurus ternopolitanus*, *Mimomys pusillus*, *Prosiphneus* sp. Эта фауна более молодая, чем Исаковка 4 и документирует примитивную морфологическую стадию некорнезубых лагурин – *P. ternopolitanus*. Эта фауна относится к региональной зоне MQR9 (*Allophaiomys pliocaenicus – Prolagurus ternopolitanus*). Фаун второй половины калабрия, т.е. собственно таманского или раздольинского фк, пока не выявлено.

Средний плейстоцен (первая половина, «иоций», кромер, тираспольский/вяткинский фк) Новотроицкое 2. Фауна грызунов тираспольского фк из песков в основании террасового аллювия без раковин *Corbicula* была открыто А.А. Круковером (1992). Нам удалось подтвердить эти данные. Из базальных песков, подстилающих аллювиальные пески тобольского типа, были отмыты остатки *Desmana* sp., *Spermophilus* sp., *Clethrionomys* cf. *rutilus, Mimomys intermedius, Lagurus transiens, Eolagurus* ex gr. *simplicidens, Microtus* gr. *hintoni-gregaloides, M. nivaloides, M. oeconomus, Equus* cf. *suessenbornensis*. Эта фауна относится к интервалу регионов MQR4-6.

Средний плейстоцен (вторая половина, лихвин, ранняя фаза хазарского фк). Несмотря на точку зрения, что речные террасовые осадки с *Corbicula,* традиционно относившиеся к тобольскому горизонту среднего плейстоцена, могут иметь более молодой возраст, вплоть до казанцевского, наши обширные сборы из местонахождений Новотроицкое 1 и Красноярка [Бондарев и др., 2015] подтверждают традиционные представления. Крупные млекопитающие представлены остатками *Mammuthus* cf. *chosaricus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus, Equus* sp., *Soergelia* sp., Ovibovini gen., *Cervus* ex gr. *elaphus*, *Cervalces* sp., *Saiga tatarica, Panthera sp., Ursus savini, U. arctos, Canis* cf. *mosbachensis* и др. Ассоциация мелких млекопитающих с *Arvicola* cf. *mosbachensis* и лагурид *Lagurus* ex gr. *transiens-lagurus, Eolagurus luteus* позволяет сопоставить эту фауну с межледниковьями середины среднего плейстоцена («большой лихвин» MIS11,9) и региозоной MQR3.

Средний плейстоцен (вторая половина, поздняя фаза хазарского фк). В группе новых (2014-2016 гг.) местонахождений Борки-Кормиловка, Степной, Богословка 2 в речных отложениях 10-12 м террасы р. Омь, перекрытых лессами позднего плейстоцена, выявлена териофауна с *Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis, Bison priscus, Equus* ex gr. *ferus, Panthera spelaea, Ursus arctos, Trogontherium cuvieri, Spermophilus* sp., *Clethrionomys* cf. *rutilus*, *Arvicola chosaricus, Stenocranius gregalis, Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus, Lemmus* sp. Схожая фауна крупных млекопитающих конца среднего – позднего плейстоцена найдена в покровном комплексе Исаковки 4. Дополнительные сборы возможно помогут разделить эти фауны на возрастные группы. Этот фаунистический интервал отвечает региозоне MQR2.

Поздний плейстоцен. Стратифицированные местонахождения, надежно датируемые поздним плейстоценом, в окрестностях Омска единичны (с. Большекулачье, скелет *Mammuthus primigenius,* раскопки С.В. Лещинского). Значительное количество остатков млекопитающих, относящихся к среднему, вероятно позднему и, редко, нижнему неоплейстоцену собрано в намывных песках и на бечевниках Иртыша в окрестностях Омска, включая виды редкие или пока не найденные в стратифицированных местонахождениях: *Marmota* sp., *Ursus savini, Panthera spelaea, Megaloceros giganteus*, куланоподобная *Equus* sp., *E.* cf. *suessenbornensis, Stephanorhinus kirchbergensis, Saiga tatarica.*

Работа поддержана проектом РФФИ № 15-05-03958.

Список литературы

1. *Бондарев А.А., Тесаков А.С., Сорокин А.Д.* Новые данные о четвертичных млекопитающих Омского Прииртышья // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 71–72.

2. *Бондарев А.А., Тесаков А.С., Симакова А.Н., Дорогов А.Л.* Северный олень (Rangifer) из раннего плейстоцена юга Западной Сибири. Материалы LXII сессии Палеонтологического общества. Санкт-Петербург: Палеонтологическое общество РАН, 2017. С. 173–175.

3. *Громов В.И.* Материалы по геологии Омско-Барабинского района. Тр. Ин-та геол. Наук, 1940. Вып. 28. Геол. Сер. № 8. С. 1–47.

4. *Тесаков А.С., Бондарев А.А., Фролов П.Д.* Исаковка 4 – новое местонахождение наземной биоты раннего плейстоцена Западной Сибири // Материалы LXIII сессии Палеонтологического общества. Санкт-Петербург: Палеонтологическое общество РАН, 2016. С. 276–277.

БОЛЬШИЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ ПАЛЕОРУСЛА НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ: РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ

LARGE LATEGLACIAL PALEOCHANNELS IN THE EAST EUROPEAN PLAIN: RECONSTRUCTION OF THE FORMATION CONDITIONS

О.К. Борисова[1], А.Ю. Сидорчук[2], А.В. Панин[1,2]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия, olgakborisova@gmail.com
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

O.K. Borisova[1], A.Yu. Sidorchuk[2], A.V. Panin[1,2]

[1] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
[2] Moscow State University, Moscow, Russia

Гидрологические события прошлого оставляют следы в рельефе и строении флювиальных отложений. Расшифровка этих следов дает ценную информацию для понимания гидрологических процессов и климатических изменений в прошлом. На поймах и низких террасах рек Восточно-Европейской равнины повсеместно встречаются крупные староречья (большие палеорусла), до 10–15 раз превосходящие по размерам современные русла тех же рек. По данным радиоуглеродного анализа, формирование этих больших палеорусел происходило в позднеледниковье (16–11 тыс. ^{14}C лет назад, или 19–13 тыс. калиброванных л.н.). Для реконструкции условий формирования больших меандрирующих палеорусел нами использованы данные о составе пыльцы и спор, а также макроостатков растений, которые сохранились в отложениях этого периода, в частности, в основании аллювиального заполнения фрагментов больших палеорусел.

Количественные климатические реконструкции по палеофлористическим данным основаны на анализе условий, пригодных для обитания видов растений – компонентов ископаемых флор. С этой целью В.П. Гричуком [1969] был разработан так называемый метод ареалограмм. Поскольку границы ареала растения определяются в основном его потребностями в теплообеспеченности и влажности, то климатические условия территории, где в настоящее время совместно произрастает большинство видов ископаемой флоры (в т. н. районе-аналоге, или центре концентрации видов ископаемой флоры), близки к климатическим условиям места и времени существования этой флоры. Положение центра концентрации определяется путем картографического совмещения современных ареалов всех видов конкретной ископаемой флоры. По составу фитоценозов эта территория также является ближайшим современным аналогом места и времени формирования этой палеофлоры.

Ископаемые флоры, использованные для реконструкции условий формирования больших палеорусел, получены по данным изучения шести опорных разрезов. В четырех из этих местонахождений был проведен спорово-пыльцевой анализ датированных флювиальных отложений, заполняющих фрагменты макроизлучин, сохранившиеся на высоких поймах рек Москва, Сейм, Свапа и Хопер. Еще одна ископаемая флора была выявлена путем детального палинологического изучения суглинков, вмещающих культурный слой позднего палеолита на стоянке Юдиново в бассейне р. Десны [Борисова, Новенко, 1999]. Наиболее древняя из рассмотренных ископаемых флор включает в себя виды растений, определенные как по пыльце и спорам, так и по макроостаткам, извлеченным из отложений так называемой усвячской свиты [Величкевич, 1982] в долине р. Западной Двины, вблизи деревень Слобода и Дричалуки. Проведенные исследования позволили определить современные районы-аналоги для 18 разновозрастных ископаемых флор и количественно оценить климатические изменения, происходившие на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины, начиная приблизительно с 21 тыс. калибр. л.н., то есть после максимума последнего оледенения и в позднеледниковье.

Все выявленные районы-аналоги располагаются в горах и межгорных котловинах Алтайско-Саянской области или в западных предгорьях южного Урала. На основании палеофлористических данных были реконструированы изменения во времени средней температуры января и июля, годовой суммы осадков и слоя стока, а также их отклонения от современных гидроклиматических характеристик в местах обнаружения палеофлор. Реконструкции показали, что климат позднеледниковья был значительно холоднее современного: температура января была ниже современной на 10–15 °С, а температуры июля – на 4–6 °С, при общей тенденции к повышению температур с течением времени. Для слоя стока реконстру-

ирована обратная картина: для позднеледниковья было характерно превышение слоя поверхностного стока воды над современным с общей тенденцией к уменьшению этого превышения во времени. Для атмосферных осадков определенной тенденции не выявлено; отмечены значительные колебания слоя осадков с периодами большего и меньшего увлажнения, чем современное.

Между максимумом последнего оледенения и древним дриасом, около 20–17 тыс. калибр. л.н., реконструирован интервал смягчения континентальности климата с менее суровой зимой и более холодным летом, повышенными атмосферными осадками и поверхностным стоком. В конце этого периода, 18–17 тыс. калибр. л.н., поверхностный сток достиг максимума. Это была кульминация этапа формирования больших меандрирующих русел. Климат древнего дриаса (приблизительно 17–14,7 тыс. калибр. л.н.) был резко континентальным, с очень суровой зимой и теплым летом. Количество осадков было меньше современного, и сток был относительно невысоким, хотя несколько превышал современный и увеличивался к концу этого периода. В беллинге (14,7–14 тыс. калибр. л.н.) произошло смягчение континентальности климата: зимы были менее суровыми, чем в древнем дриасе, лето прохладное, слой осадков увеличивался и превышал современный. В начале беллинга слой стока был довольно значительным, но к середине этого интерстадиала уменьшился в связи с ростом потерь на испарение при потеплении. Средний дриас (около 14 тыс. калибр. л.н.) и молодой дриас (12,6–11,8 тыс. калибр. л.н.) были аналогичны древнему дриасу с континентальным, сухим климатом и повышенным стоком воды. Аллеред (13,8–12,6 тыс. калибр. л.н.) был близок к беллингу с его более океаническим влажным климатом и пониженным стоком по сравнению с другими этапами позднеледниковья. В начале голоцена гидроклиматические характеристики приблизились к современным, произошла существенная дифференциация ландшафтов, и на территории Восточно-Европейской равнины сложилась современная зональность.

Исследования проведены при поддержке гранта РФФИ 15-05-00706.

Список литературы

1. *Борисова О.К., Новенко Е.Ю.* Среда обитания позднепалеолитического человека на стоянке Юдиново (по палинологическим данным) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 54–60.

2. *Величкевич Ф.Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 239 с.

3. *Гричук В.П.* Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.

ПРАВЫЙ БЕРЕГ ВЕРХНЕКАМЬЯ И ПОДНЯТИЕ КРАСНЫЙ ЯР – СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ УЧАСТОК ПЛЕЙСТОЦЕНА ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

THE RIGHT BANK OF THE UPPER KAMA REGION AND THE ELEVATION OF KRASNYY YAR – STRATOTYPE OF THE PLEISTOCENE SECTION OF THE VYATKA-KAMA INTERFLUVE

И.Л. Бородатый

Вятский Государственный Университет. Кафедра географии, Borodatyiigor@yandex.ru

I.L. Borodatyi

Vyatka State University. Department of geography

Геология и пространственное размещение четвертичных отложений Вятского края изучены достаточно полно, что отражено в Государственной геологической карте четвертичных отложений РФ листа «0–(38)–39–Киров», а также в объяснительной записке к карте [Государственная…, 1999]. Но отсутствие ископаемых биологических остатков ко времени составления геологической карты,

«предопределило неизбежную стратиграфическую условность положения геологических тел и их привязку к региональной и межрегиональной схемам четвертичных отложений Восточно-Европейской равнины» [Чумаков, 1999, с. 124]. В последние годы нами были получены достаточно полные палинологические данные, характеризующие четвертичные отложений Вятского края [Pakhomov, Borodatyi, 2014], которые во многом уточняют последовательность палеогеографических событий и детали региональной стратиграфической схемы плейстоцена Вятского края.

Правый берег Верхней Камы и поднятие Красный Яр, выбранные нами в качестве страторайона для изучения четвертичных отложений, целиком расположены во внеледниковой зоне (по отношению к средне- и позднечетвертичному оледенениям Русской равнины). Тем не менее, они испытывали существенные контрасты смен природных условий (климата и растительности) в ледниковые и межледниковые эпохи. Восстановленные палеогеографические события (состав и смена флористических комплексов) легли в основу стратиграфического расчленения отложений плейстоцена рассмотренного стратотипического участка Вятского региона. Рассмотрим кратко палинологические (стратиграфо-палеогеографические) данные по некоторым ключевым разрезам названного региона.

Разрез Шабаршата (59°2′ с.ш., 53°16′ в.д.) расположен в пределах одноименной «пуги». На новейшей государственной геологической карте четвертичных отложений Российской Федерации листа «0–(38)–39–Киров» отложения этого участка обозначены индексом «E_1». По легенде карты это элювиальные отложения неопределенного возраста, но в пределах эоплейстоцена. В целом изученная толща представляет собой не элювиальные отложения, а аллювий с хорошо окатанной мелкой галькой, с прослоями супеси и суглинков. На основе палинологического анализа по всему разрезу суммарно была определена богатая флора, включающая до 75 таксонов. Из них 31 таксон относится к дендрофлоре, 28 – травянистые растения, 9 – водные и околоводные виды и 7 таксонов – споровые растения.

Согласно предложенному В.П. Гричуком [1989] делению дендрофлоры по географическим группам ареалов, в отложениях разреза Шабаршата определены представители панголарктической флоры (Abies, Picea, Pinus, Betula, Alnus, Salix, Myrica), американо-евро-азиатской (Quercus, Corylus, Tilia, Carpinus, Ilex, Fagus, Fraxinus), американо-средиземноморско-азиатской (Juglans, Pterocarya, Ostrya, Zelkova, Castanea, Liquidambar) и американо-восточноазиатской флоры (Tsuga). Такой географический спектр дендрофлоры вмещающих отложений, с учетом количественного соотношения компонентов спорово-пыльцевой диаграммы, позволяет считать вмещающие отложения не древнее, но и не моложе второй половины плиоцена. Это соответствует палеоплейстоцену схемы С.М. Шик [2013; Величко и др., 2014].

Разрез Большой Беляк (59°32′ с.ш., 52°50′ в.д.) расположен на правом берегу р. Камы в месте ее наибольшего сближения с р. Вятка. В основании залегают базальные галечники в песчано-гравийном заполнителе. Спорово-пыльцевые спектры этой толщи характеризуются преобладанием пыльцы сосны обыкновенной (Pinus sylvestris) и березы (Betula s. Albae). В меньшей степени представлены кустарниковая береза (B. s. Fruticosae) и сибирская кедровая сосна (Pinus sibirica). В этом же горизонте примерно в равном количестве (до 10%) встречена пыльца ели европейской и ели сибирской (Picea abies, P. obovata). Важно подчеркнуть, что здесь единично встречается пыльца экзотических теплолюбивых элементов древесной флоры из американо-средиземноморско-азиатской группы – дзельква (Zelkova), лапина (Pterocarya), а также пыльца широколиственных элементов флоры из американо-евро-азиатской группы (Carpinus, Corylus, Ulmus, Fraxinus, Tilia). Вместе с тем здесь отсутствуют характерные для позднего плиоцена (акчагыла) Taxus, Castanea, Carya и др. По флористическому составу эти отложения можно отнести к эоплейстоцену (схемы С.М. Шик). Они здесь перекрыты (*с перерывом*) лихвинскими слоями.

Разрез Красный Яр (58°42′ с.ш., 53°29′ в.д.) вскрыт карьерной выработкой на Верхнекамской возвышенности на абс. высоте 337 м. Поскольку разрез представлен водно-ледниковыми и аллювиальными отложениями, а врез реки здесь составляет порядка 140 м, важно было выяснить, какой возраст имеют отложения, поднятые новейшей тектоникой так высоко над современным руслом Камы. В основании разреза вскрыты плотные *моренные суглинки* темно-коричневого цвета, неслоистые, комковатые, с редким включением мелкой гальки (2–3 см) и угловатых мелких валунов (до 5–10 см). Здесь встречены единичные пыльцевые зерна Pinus s. Strobus, Tsuga, Picea, а также полыни, маревых, цикориевых. Этот экологически неоднородный (*переотложенный*) пыльцевой комплекс не отражает характер растительности времени формирования валунных суглинков. В залегающих выше *гляциофлювиальных галечниках* при заметном участии пыльцы Pinus, Picea, Betula, в том числе B. s. Nanae, явно преобладает пыльца злаков (Poaceae, до 60–80%), встречается пыльца других травянистых растений: Artemisia, Chenopodiaceae, Cichoriaceae, Polygonaceae, Plantaginaceae, Apiaceae и др. Для этой части разреза отмечается незначи-

тельное присутствие пыльцы ели, сосны, древовидной березы из секции Albae. Доминирующей формацией была перигляциальная тундро-степь. Выше галечников залегают *косослоистые пески*: пыльца Betula s. Nanae полностью исчезает, постоянно встречается пыльца Carpinus, Corylus, Tilia (до 20%), в травяном покрове появляется большая группа лугового разнотравья: Asteraceae, Onagraceae, Ranunculaceae, Fabaceae, Apiaceae, а также осоки (Cyperaceae). Учитывая характер разреза Красный Яр, где ледниково-флювиогляциальные слои согласно перекрыты аллювием с лихвинской флорой, можно считать, что этот разрез довольно полно представляет собой отложения *окско-лихвинского* палеогеографического этапа (ранний неоплейстоцен).

Разрез Черная Холуница (58°46′ с.ш., 51°54′ в.д.). В междуречье Камы и Вятки между городом Кирс и поселком Черная Холуница в 38 км от города Омутнинска находится разрез Черная Холуница, в котором карьерной выработкой вскрыта слабосцементированная толща песков с прослоями галечника. По палинологическим данным в нижней части разреза четко прослеживается завершающая фаза микулинского межледниковья (спектры среднетаежного типа с преобладанием пыльцы ели, сосны, березы s. Albae и s. Fruticosae, изредка Abies, единично представлена пыльца широколиственных пород – вяза, липы, дуба). Выше залегают гляциофлювиальные галечники с холодолюбивыми плаунами – Lycopodium selago, L. apressum, L. cf. alpinum, а также с пыльцой Betula nana. Такой лесотундровый комплекс показатель холодного климата. Затем последовало умеренное потепление и, далее, резкое похолодание (многочисленные морозобойные клинья в кровле разреза). Выявленные признаки похолодания в этом разрезе относятся к валдайскому этапу.

Разрез Малый Беляк (59°32′ с.ш., 52°50′ в.д.). Разрез представляет собой аллювиальные отложения второй надпойменной террасы верховий р. Кама в месте ее наибольшего сближения с р. Вятка. Терраса имеет высоту до 13 м. Аллювий лежит на размытой поверхности триасовых слоев (сине-зеленые запесоченные глины). В десятиметровой толще аллювия, перекрывающего триасовый цоколь, на глубине 7.5 м была найдена древесина с возрастом 46097±800 лет. Базальные русловые галечники разреза характеризуются спорово-пыльцевым спектром, типичным для смешанного хвойно-мелколиственного леса (Pinus, Betula s. Albae), с примесью некоторых широколиственных пород (Corylus, Carpinus) на злаково-разнотравном фоне. В верхней песчаной части разреза роль пыльцы древесных растений минимальна (первые проценты). Здесь доминантами спектра выступают березка Betula nana и Alnaster, а также субарктические плауны (Selaginella selaginoides, S. sibirica, Lycopodium cf. alpinum). В этом разрезе флористически показательно отражена завершающая часть микулинского этапа и четко выраженное валдайское похолодание.

Разрез Чус (59°44′ с.ш., 52°50′ в.д.) представлен отложениями высокой заторфованной поймы р. Кама в месте впадения в нее р. Чус. Мощнось разреза до 6-ти м. Для всего разреза получено 6 последовательных радиоуглеродных дат от 9020±100 до 2150±100 лет. Весь разрез разделен на семь палинозон, которые позволяют говорить об этапах развития растительного ландшафта. В спорово-пыльцевых данных разреза Чус отражены последовательные сукцессии растительных сообществ от перигляциальной тундро-степной растительности (поздний дриас), через пионерную древесную растительность с осиной и березой, далее поэтапно: молодые березняки охраняли подрост появившихся в них хвойных деревьев, т.е. поддерживали их естественное возобновление. Восстановившийся хвойный лес в завершающей фазе становился доминирующим в общем ландшафте. Наконец, в пределы таежного хвойного леса проникали отдельные представители широколиственной флоры (атлантический период схемы Блитта-Сернандера).

Итог. В заключение отметим, что выбранная нами в качестве стратотипического участка Верхнекамская возвышенность оказалась вполне репрезентативной для характеристики плиоцен-четвертичных отложений. Полученные материалы позволили впервые для Вятско-Камского региона построить палеогеографически и флористически обоснованную стратиграфическую схему и сопоставить ее с межрегиональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Восточно-Европейской равнины. Все вышеизложенные материалы, более полно представленны в специальной публикации [Pakhomov, Borodatyi, 2014].

Список литературы

1. *Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Тесаков А.С., Шик С.М., Янина Т.А.* Новые предложения по общей стратиграфической шкале четвертичной системы. // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 73, 2014. С. 13–18.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации, лист «0–(38), 39–Киров». СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 147–183.

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

4. *Pakhomov M.M., Borodatyi I.L.* Palynostratigraphy of the Pliocene–Quaternary Beds in Vyatka–Kama Cisuralia Based on the Upper Kama Upland. Stratigraphy and Geological Correlation, 2014, Vol. 22, No. 7, pp. 717–743.

5. *Чумаков О.Е.* Четвертичная система // Государственная геологическая карта Российской Федерации, лист 0–(38)–39–Киров. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 124–146.

6. *Шик С.М.* Предложения по общей стратиграфической шкале квартера. // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всероссийская конференция. Москва, 23–25 мая 2013 г. М.: ГИН РАН, 2013. С. 392–393.

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

COMPREHENSIVE ANALYSIS OF GRUBOOBLOMOCHNYH SEDIMENTS FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS

О.А. Борсук

МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва
borsuko39@gmail.com

O.A. Borsuk

M.V. Lomonosov Moscow State University, Faculty of geography, Moscow

Анализ грубообломочных отложений включает в себя три этапа: полевой, камеральный (в поле) и лабораторный. Полевой состоит из литодинамического описания разрезов, из замеров ориентировки обломочных частиц и взятия макропроб (в зависимости от крупности осадков – от 10 до 100 кг). В полевых условиях производится расситовка макропроб на стандартных ситах или специальных грохотах для разделения крупных обломков, размерности щебня (гальки).

Визуально, или на выделенном на стенке разреза слое, берется квадрат 1 м на 1 м, в нем определяется щебнистость, т.е. процентное соотношение щебня, дресвы, песка и иловых глинистых частиц. Дресва (гривки) размерностью 2–10 мм являются четким индикатором процессов осадконакопления – эта размерность обломочных частиц накапливается в условиях аккумуляции рыхлых толщ.

Для определения направления перемещения щебня или гальки в различных по генезису потоках проводятся замеры ориентировки обломков в различных осадках. В ледниковых отложениях измеряются направления и углы наклона удлиненных частиц [Н.Г. Судакова, 1990] в аллювии и водноледниковых отложениях – ориентировки наибольшей плоскости щебня (гальки) и их углы наклона [С.Г. Саркисян, Л.Т. Климова, 1955; Борсук, 1973]. Очевидно, что статистические выборки должны содержать не менее 50, а желательно, и более [А.К. Митропольский, 1967] замеров.

Построенные диаграммы позволяют определить не только направление переноса обломков и галек, но для водных потоков восстановить скорости формируемых осадков [Борсук, 1973; Разумихин, 1973]. В разрезах по изменениям ориентировки обломочных частиц восстанавливается характер русловых процессов – миандрирование, фуркирование и т.п., а при специальных изысканиях – и скоростной режим потока. Очевидно, что следует проводить измерения по ориентировке руслообразующих частиц.

Наиболее популярный и весьма широко используемый метод определения степени окатанности щебнистого материала по системе баллов (нарастание баллов – улучшение окатанности) предложено А.В. Хабаковым [1946], а подтверждено

экспериментально и на большом фактическом материале Н.В. Разумихиным [1965] и О.А. Борсуком [2015].

Как показано для рек различных порядков, окатанность в небольших (до 3–4-х порядков) не превышает 1–2 баллов, а на крупных реках (длиной в сотни и более километров) окатанность нарастает, среди галек начинают преобладать хорошо и отлично окатанные обломки. Так, в низовьях реки Лены, в пределах Ленской трубы, три четверти галек фракции 25–50 мм имеют окатанность 2–3 и более высокого класса. Коэффициент окатанности здесь 2,66 балла по Хабакову. Более подробные сведения об окатанности галечного материала изложены в работах Н.В. Разумихина [1965], А.Б. Вистелиуса [1956], О.А. Борсука [1973, 2015]. А использование анализа галечников для палеогеографических реконструкций содержится в работах А.М. Короткова [1973], О.А. Борсука [1973, 2015].

Морфометрия обломочных частиц, степень уплощенности обломков, детально изучалась как за рубежом, так и в России. Изменения характеристик уплощенности (с/в) и удлинения (в/а) были исследованы в различных природных условиях – от нивальных северных до тропических и экваториальных. Учитывался, естественно, состав пород [Борсук, 1973, 2015].

Индикатором климатических изменений при формировании щебня является фракция 25–50 мм. Наиболее уплощенные обломочные частицы образуются при разрушении горных пород в ультраконтинентальных условиях российского Северо-Востока. Но не только процессы морозного разрушения горных пород создают сильно уплощенные обломки. Инсоляция в тропических сухих климатических условиях при разрушении скальных пород приводит к значительному уплощению щебня. Полученные при исследованиях в разных природных условиях многочисленные замеры формы обломков подтверждают эти выводы.

На склоновых шлейфах и конусах выноса возникает возможность проследить по изменению формы обломочных частиц климатические изменения и условия формирования рыхлых толщ. Подобные работы выполнялись в Средней Азии при изучении моласс осадков, а также при изучении гранулометрического состава пролювия на конусах выноса саев Папанской котловины на р. Ак-Бура [Н.В. Хмелева, О.А. Борсук, 1963].

В тропической сухой зоне на о. Сокотра были получены данные по транзиту обломочных частиц в вади (Брод-Велли, длиной около 7 км). Процессы литификации в ультрасухом климате приводят к приостановке транзита щебня и гальки – осадки на склонах и русле переходят в конглобрекчии и вторично разрушаются. Форма обломочных частиц при этом меняется незначительно, в пределах статистических погрешностей.

Ледниковые и водноледниковые осадки, изученные в центральной России, в основном, в Московском регионе, позволяют разделить по форме щебня одних и тех же пород, преимущественно карбонатных (известняки и доломиты), морены. Для днепровской морены характерны более изометричные по форме обломки, плохо и средне окатанные. В разрезах московской морены в краевой ледниковой зоне они наиболее уплощены. В осадках Валдайского оледенения – двух его стадий, щебень более уплощен, что является свидетельством большей суровости климата этой эпохи.

Гранулометрический состав морен валдайского возраста, его стадий, отмечается значительным процентным увеличением иловато-глинистых частиц. Различия статистических характеристик осадков разного генезиса и их трактовки были исследованы в одной из работ автора [Борсук, 2015].

Очевидно, что геолого-геоморфологический анализ грубообломочных отложений дополняет исследования биоты в осадочных толщах, но для «немых» осадков он дает необходимую при палеогеографических реконструкциях информацию. Динамические аспекты движения литодинамических потоков могут быть восстановлены только при комплексном анализе отложений.

Список литературы

1. *Борсук О.А.* Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. М.; Наука. 111 с.

2. *Борсук О.А.* Закономерности в распределении литологических характеристик современного руслового аллювия на разнопорядковых реках Восточной Сибири. М.; Изд. ПринтКов, 2015. 95 с.

3. *Вистелиус А.Б.* Морфометрия обломочных частиц. Тр. Лаборатории аэрометодов. 1960. С. 186–252.

4. *Короткий А.М.* Палеогеографический анализ рельефа и осадков горных стран. М.; Наука, 1983. 243 с.

5. *Митропольский А.К.* Техника статистических вычислений. М.; Наука, 1971. 570 с.

6. *Саркисян С.Б., Климова Л.Т.* Ориентировка галек и методы из изучения для палеогеографических построений. М.; Изд. АН СССР, 1955. 166 с.

7. *Судакова Н.Г.* Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.; Изд. МГУ, 1990. 159 с.

8. *Разумихин Н.В.* Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Л.; Изд. ЛГУ, 1965. 196 с.

9. *Хабаков А.Н.* Об окатанности галек. Советская геология, 1946, № 10.

10. *Хмелева Н.В., Борсук О.А.* К типологии саев среднего участка долины Акбуры. Вестник МГУ, сер. 5, География, М.: Изд. МГУ, № 2. С. 44–49.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОДИНАМИКИ МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В НОРИЛО-ПЯСИНСКОМ РЕГИОНЕ

RECONSTRUCTION OF THE LATE NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE PERMAFROST PALEODYNAMICS FOR THE NORILSK-PYASINO REGION

А.В. Борцов[1], О.М. Лисицына[2]

[1] ПАО «Газпром», Москва, Россия
[2] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
olyalisitsyna@yandex.ru

A.V. Bortsov[1], O.M. Lisitsyna[2]

[1] Public Joint Stock Company Gazprom, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

Современные мерзлотные условия северных территорий во многом определяются историей геологического развития на протяжении четвертичного периода. В ледниковых районах палеодинамика мерзлотных условий практически не изучена. Норило-Пясинский регион – уникальный по сложности изменения природной обстановки в четвертичное время, здесь происходили неоднократные длительные трансгрессии моря, многократные покровные и горные оледенения и формировалось огромное палеоозеро. Это определяло и палеодинамику мерзлотных условий.

Территория исследований расположена на границе Северо-Сибирской низменности и плато Путорана и представляет собой холмистую ледниковую равнину с хорошо развитой озерно-речной сетью (озера Пясино, Мелкое, Лама, реки Норильская и др.). Здесь распространены разновозрастные ледниковые, озерные и аллювиальные отложения, которым соответствуют определенные формы рельефа.

Собственные полевые наблюдения и опубликованные материалы различных авторов послужили основой для разработки палеогеографического сценария для позднего неоплейстоцена и голоцена, рассмотренного ниже, на основании которого задавался ход изменения среднегодовой температуры на поверхности пород (в том числе под морем, озером или ледником) и моделировалось изменение температурного поля пород во времени.

В казанцевское межледниковье мелкое море с положительной температурой затопило регион. Несмотря на потепление, климат оставался достаточно суровым, но на акватории при положительных придонных температурах происходила деградация многолетнемерзлых пород (ММП) сверху и снизу, вплоть до полного их оттаивания. В ледниковый этап муруктинские (ермаковские, зырянские) ледники с плато Путорана двигались с востока на запад по котловинам озер Лама, Кета, Хантайка и спускались в Норильскую долину, двигаясь на северо-запад к оз. Пясино. Толщина ледникового щита на территории исследования вероятнее всего составляла до 500 м. Максимального развития ледник достигал в период времени около 50 000 лет назад. В результате регрессии казанцевского моря и начинается промерзание осушенных морских от-

ложений. Это промерзание связано с похолоданием и низкими отрицательными температурами под муруктинским ледником, и к началу дегляциации мощность образовавшихся ММП под ледником достигла 450–500 м. По мере потепления и последующей деградации ледника мощность ММП сокращается до 300–350 м.

После разрушения ледника образовалось Вальковское палеоозеро, которое достигло максимального развития в каргинское время. Конечный моренный вал (гряда Ньяпан) на северном окончании оз. Пясино стал естественной «плотиной» для огромного внутриматерикового водоема, собиравшего весь сток притоков р. Норильской и др. Он включал в себя озера Пясино, Мелкое и Лама. На восточном берегу оз. Пясино вальковские слои слагают высокую террасу шириной 3–5 км. Древняя береговая линия располагается здесь на высоте 100 м. Озерной террасе соответствует вторая н/п терраса р. Норильской.

В начальный период каргинского межстадиала за счет довольно суровых климатических условий происходила незначительная аградация ММП на суше. Затем, палеодинамика ММП характеризуется значительным оттаиванием сверху и снизу, что связано с отепляющим влиянием Вальковского водоема и тепловым потоком снизу. Так, уже около 35 тыс. лет назад мощность ММП составляла только 70 м (на глубинах 125–195 м), а на завершающей стадии развития палеоозера весь разрез представлен талыми породами.

В регионе известны два сартанских оледенения: раннее – наледнинское (гыданская стадия? на Енисейском севере) и позднее – мелколамское (норильская стадия). Раннесартанское оледенение (с Путорана) в максимальную фазу полностью покрывало регион. При отступании ледника повышался уровень образовавшегося Вальковского озера, но отметки его береговой линии были уже ниже предыдущих. Так, озерная терраса на озере Пясино, связанная с этим новым Вальковским водоемом, имеет абс. выс. от 65 до 80 м. В котловинах оз. Мелкого и оз. Лама ей соответствует верхняя (аяклинская) терраса, на р. Норильской – 1н/п терраса. По мере осушения древнего водоема происходило промерзание вальковских глин сверху вниз эпигенетически в условиях открытой системы, при свободном подтоке к фронту промерзания таликовых вод. Характерной особенностью ленточных глин Норильской котловины является наличие в них, кроме текстурообразующих сегрегационных льдов, многоярусных залежеобразующих подземных льдов.

В позднесартанское время произошло новое мелколамское горно-долинное оледенение, развивавшееся в основном в пределах плато Путорана. Конец ледниковых языков проходил по котловине оз. Мелкое, где образовал конечную морену. Мелколамский ледник, очевидно, спускался в Вальковский водоем, сохранившийся во внеледниковой зоне. С конца позднесартанского времени до современности происходило постепенное снижение уровня палеоозера до пределов акваторий озер Пясино и Мелкого. Продолжающееся осушение территории привело к формированию котловин спущенных и заросших озер, террас современных малых озер. Результаты моделирования показали, что около 11 тыс. лет назад в центральной части Норильской долины ММП отсутствовали. Мелколамское похолодание вновь вызывает образование ММП мощностью до 130 м.

Реконструкция климатических условий позднеледниковья и голоцена вне ледника была выполнена более детально на основании данных палинологических и диатомовых исследований, а также изучения макроостатков растительности, выполненных разными авторами. Для периода последних 13000 лет рассчитан ход изменения среднегодовой температуры на поверхности горных пород ($t_п$) с учетом изменения температуры воздуха, мощности снега, характера растительности, торфонакопления. Геологический разрез в расчетной области принимался с учетом представления об особенностях осадконакопления во времени. Колебания климата в голоценовое время отражались на изменении мощности ММП. Так, при $t_п$ около –2,1 °С мощность ММП составляла примерно 100 м, а во время голоценового оптимума (в бореале) при $t_п$ 3,2 °С мощность ММП сокращается до 30 м. Так как потепления голоцена были относительно короткими, полного протаивания ММП не произошло. Последующие похолодания привели к увеличению мощности ММП и к настоящему времени мощности ММП в регионе достигают значений 100–130 м.

Таким образом, детальный анализ палеогеографических условий позволяет оценить изменение температурного поля пород во времени, выделить периоды аградации и деградации ММП. Динамика развития ММП в поздненеоплейстоценовое – голоценовое время была довольно интенсивной – от промерзания на значительную глубину в период муруктинского оледенения до полного исчезновения в конце сурового сартанского времени в результате довольно долго существовавшего здесь пресного водоема, и затем вновь промерзания. Относительно небольшие (для заполярного района) мощности ММП во многом определены ледниковой историей района, в том числе длительным существованием огромного Вальковского палеоозера. Сочетание широтной ландшафтно-климатической зональности и истории геологического развития

района выразилось в формировании наиболее суровых условий в окрестностях оз. Пясино, где не оказывали влияние сартанские ледники и Вальковский водоем.

БАЛОЙСКИЙ ФЛАДСТРИМ И ФОРМИРОВАНИЕ ДИЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)

BALOISKY FLAREDSTREAM AND FORMATION DILUVIAL PLACERS OF GOLD (EASTEM SAYANS)

А.Л. Будников

ООО «Сибинвест», с. Малоенисейское, Россия
telenba@mail.ru

A.L. Budnikov

L.L.C. «Sibinvest», wth. Maloeniseiskoe, Russia

Изучение территории Восточных Саян (Красноярский край) в свете теории дилювиального морфолитогенеза впервые позволяет взглянуть на формирование поверхности северной части Восточных Саян с позиций, отличных от ранее принятых многими геологами и геоморфологами, и предложить новое решение некоторых вопросов по истории геологического развития региона и в, частности, вопроса о генезисе формирования долин рек Кан, Б. Пезо, Караган, Тукша, Мана, Мина и приуроченных к ним россыпей золота. А так же время заложения долины р. Енисей.

Золотоносные россыпи, пространственно приуроченные к выше перечисленным долинам рек, известны с середины IX века, однако источник коренного золота, питавший бы эти россыпи на данном геологическом полигоне, до сих пор не найден. Единственным значимым источником золота для формирования россыпей в выше перечисленных долинах рек, по мнению автора, является слабо изученное рудопроявление золота (Сухой лог), расположенное на водоразделе рек Янгота (правый приток р. Б. Пезо) и Кан. Рудопроявление представлено золотоносными мел-палеогеновыми корами химического выветривания, приуроченные к субширотному тектоническому контакту известняков с гранитоидами Саянского комплекса.

До середины позднего плейстоцена в зоне субширотного тектонического контакта существовало крупное ледниково-подпрудное палеоозеро протяженностью более 90 км и шириной до 15–20 км, именуемое автором как *Балойское*, что в переводе означает «*вода в котловине*» (где «*ба*» – вода; «*лой, ойлу*» – котловина). Из Балойского палеоозера в середине позднего плейстоцена вытекала всего одна река субширотного направления, долину которой унаследовала современная р. Мина (Мимия). Балойское праозеро просуществовало довольно длительное время. На рубеже 23–24 тысяч лет назад в результате процессов блоуатинга (гидровулканизма), сопровождавшихся одномоментным сходом (как минимум трех) крупных селевых потоков в ванну древнего озера, произошел катастрофический сброс сотен миллионов кубометров воды. Образовавшаяся при этом гигантская волна высотой более 150–200 м сформировала два основных фладстрима – Минский и Балойский.

Минский фладстрим начал свой разбег с верховьев р. Мина. Далее, в северо-восточном и северном направлении прошел по Койскому белогорью, отпрепарировав на своем пути из скальных выходов граносиенитов причудливые фигуры в форме мамонта, черепахи и др.

Балойский фладстрим был наиболее мощным и разрушительным катастрофическим потоком, начавшим свой пробег с верховьев рек Кан, Б. Пезо. Двигаясь далее в северном направлении через долину рек Тукша, Караган и Усолка, запрудил долину р. Ангара, изменив при этом ее русло с субширотного направления на субмеридиональное (в районе г. Лесосибирска), и сформировав нынешнюю долину р. Енисей вплоть до р. Подкаменная Тунгуска. Поэтому нынешнее понимание того,

что р. Ангара впадает в реку Енисей не совсем корректное, скорее наоборот, Енисей впадает в Ангару.

Скэбленд Балойского фладстрима охватывал реки Кан, Тукша, Караган, Усолка, Ангара и все лево- и правобережье (Енисейский кряж) нынешней долины р. Енисей с заходом в долину р. Обь. По ходу прохождения суперпаводка, особенно в левобережной части р. Енисей, повсеместно просматриваются фрагменты следов гигантской ряби течения. Наиболее хорошо сохранившиеся следы гигантской ряби течения зафиксированы в районе поселков Ярцево и Ворогово, а так же в долине р. Большой Дубчес, где, кроме того, в его среднем течении отмечается налегание дилювиальных отложений более молодого Чуйского фладстрима на отложения Балойского.

Фладстримы (суперпаводки) – это катастрофические гляциальные, аллювиально-селевые, грязевые, грязе-каменные суперпаводки, образовавшиеся из прорвавшихся ледниково-подпрудных озер, в составе которых присутствовал разнообразный каменный материал, расположенный хаотично в песчаном, песчано-глинистом и существенно глинистом матриксе.

Прохождение фладстримов всегда сопровождается резким и быстрым изменением рельефа, уничтожением, разрушением, переносом огромных масс различных по составу и консистенции пород на десятки, сотни и даже тысячи километров. При этом происходит нивелирование (актировка) земной поверхности, образование новых речных долин с формированием дилювиально-эрозионного типа рельефа. Кроме данного типа рельефа фладстримы формируют дилювиально-аккумулятивный тип рельефа, сопровождаюшийся быстрым отложением мощных дилювиальных толщ и, как следствие, в местах запруживания речных палеодолин образование дилювиально-подпрудных озер.

Наиболее полно сохранившиеся фрагменты дилювиальных отложений отмечаются в долинах рек Тукша и Караган, где в виде валов выполняют линейные протяженные геологические тела шириной от сотен метров до нескольких километров и видимой мощностью до 10 м. Так же они фиксируются в виде плащеобразных тел и на водораздельных пространствах Идарского белогорья, где достигают мощности 2–3 м.

Отложения представлены серыми, грязно-серыми, пестрыми разногалечными конгломератами, конглобрекчиями, брекчиями, с полным отсутствием какой-либо слоистости и сортировки, с хаотично расположенными валунами и обломками размером до 1–2 м. Матрикс отложений глинистый, песчано-глинистый, составляет от 20 до 70% от общего объема породы. Обломки представлены гнейсами, гранито-гнейсами, гранитами, базальтами, диабазами, реже известняками. Некоторые обломки пород не характерны для данного геологического полигона и имеют явно дальнеприносной характер. Интересной особенностью практически всех дилювиальных образований данного региона является их золотоносность, хотя, как уже упоминалось выше, коренных источников золота так и не найдено. Золото окатанной, уплощенной формы, иногда рваное и в сростках с кварцем, распределено в дилювиальных отложениях крайне неравномерно, обладает одинаковой пробностью, аналогичной пробности золота с рудопроявления Сухой лог, что так же указывает на его дальнеприносной характер.

Дилювиальные отложения в виде запруд осаждались в приустьевых частях долин рек и их притоков, перегораживали их мощными толщами и блокировали сток. При этом образовывались естественные запруды, создававшие условия для формирования подпрудных озер.

Одно из таких подпрудных палеоозер зафиксировано в верховьях р. Караган, отложения которого представлены горизонтальнослоистыми глинами темно-серого цвета с остатками растений. Радиоуглеродный возраст древесины, отобранной с глубины 8,5 м от поверхности, определен Овчинниковым И.Ю. в 23 505±600 лет (СОАН-9613). Данное палеоозеро просуществовало практически 20 000 лет и деградация его началась, судя по данным радиоуглеродного анализа древесины, отобранной из верхней части разреза, 3395±105 лет (СОАН-9611).

Таким образом, северная часть Восточных Саян, а так же Енисейский кряж и долина р. Ангара, в середине позднего плейстоцена претерпели значительные катастрофические изменения, вызванные прорывом Балойского палеоозера. Возраст сформированной при этом долины р. Енисей, которую мы наблюдаем в настоящее время, не превышает 24 тыс. лет, что значительно моложе возраста долины р. Ангара.

Золото, приуроченное к дилювиальным отложениям, тяготеет не только к долинам рек, но и фиксируется в бортах долин и даже на водораздельных пространствах, что значительно повышает перспективы его поисков, учитывая нестандартные формы рельефа.

ПАЛЕОФАУНА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИБАЙКАЛЬЯ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ТУЯНА)

PALEOFAUNA OF THE LATE PLEISTOCENE OF CIS-BAIKAL (ON THE EXAMPLE OF THE LOCALITY TUYANA)

В.В. Бурова, Е.Д. Никулина

Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
valeria_29_05@mail.ru, katepiler@ya.ru

V.V. Burova, E.D. Nikulina,

Irkutsk state university, Irkutsk, Russia

Палеолитический объект Туяна расположен в Тункинской котловине, в районе Еловского отрога (Прибайкалье). Был открыт при проведении полевых стратиграфических работ в 2011 г. За этот период была собрана обширная коллекция археологического и палеонтологического материала, получены некалиброванные ^{14}C AMS-даты: 26,350±240 (OxA-29219), 26,700±250 (OxA-29221), 29,930±350 (OxA-29220) и 35,900±750 (OxA-25896) [Kozyrev et al., 2014]. В 2016 г. на Туяне проводились крупные спасательные работы, в ходе которых была вскрыта площадь около 5000 м^2, с которой был получен массовый фаунистический материал. Из 6497 костных остатков 21% был определен до рода или вида. Установлен видовой состав: суслик, заяц, мамонт, бурый медведь, волк, лисица, лошадь, кулан, шерстистый носорог, благородный олень, северный олень, лось, косуля, бизон, крупный бык, горный баран, дзерен. Таким образом, к видам, найденным в 2011–12 гг. добавились находки костей бурого медведя, волка, лисицы, кулана, лося и дзерена. Находки костей манула, пещерного льва, соболя и кабарги ограничены 2011–12 гг. Находки зайца, шерстистого носорога, лошади, благородного оленя и косули зафиксированы на разных этапах исследования [Kozyrev et al., 2014].

По результатам обзора составлена диаграмма экологических форм (рис. 1). Преобладание Bos/Bison (42,6%) свидетельствует о лесостепной обстановке [Васильев и др., 2016]. Все лесостепные виды составляют 48,8%. Остатки степных форм (28,1%) свидетельствуют, что степной ландшафт занимал почти треть территории Тункинской рифтовой долины (ТРД). Так как тафоценоз местонахождения искусственный, найдены представители и других ландшафтов: лесные виды – 8,8% от общего фаунистического состава, полизональные виды – 13,3%. Таким образом экологическая обстановка окрестностей Туяны характеризуется преимущественно как лесостепная.

По набору видов Туяна не отличается от других стоянок ТРД. На Туяне отсутствуют виды, отмеченные в Забайкалье: сурок, барсук, горностай, байкальский як, винторог, сибирский горный козел, верблюд; и в Приангарье: красный волк, песец, росомаха, большерогий олень. Сходство между фаунистическими ассоциациями ТРД и фаунистическими ассоциациями прилегающих районов велико, но отдельные виды характеризуют только локальное сходство (лось с Приангарьем; горный баран и дзерен с Забайкальем). Таким образом, ТРД являлась

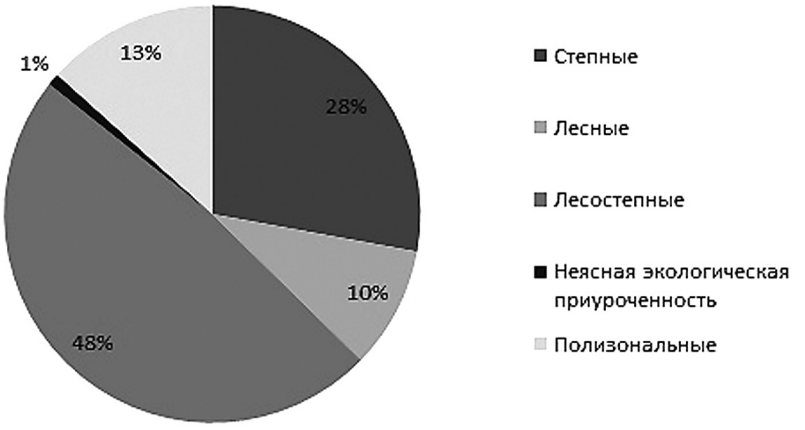


Рис. 1. Соотношение экологических форм крупных млекопитающих в фауне Туяна

в палеолите пограничным регионом в ракурсе обмена видами и заметно отличается от Байкальской котловины, которая этот обмен значительно ограничивает.

В итоге проведенной работы, во-первых, был определен фаунистический состав, установлены доминирующие виды – крупный бык/бизон, лошадь, мамонт. Во-вторых, сделано предположение, что преобладающим ландшафтом окрестностей объекта Туяна была лесостепь с высокой долей степных пространств. В-третьих, было установлено, что фаунистические ассоциации в регионах довольно похожи, а различия в количестве находок, большем или меньшем их распространении, а также различия видов в пределах одного рода следует связывать с локальными палеогеографическими характеристиками данных районов в палеолите. Последний вывод подтвержден использованием индексов сходства Шимкевича-Симпсона (и Чекановского-Съеренсена) [Песенко, 1982], которые показали наибольшую степень сходства между фаунами ТРД и Забайкалья (I_{CS} = 71,1%; I_{SzS} = 84,2%) и наименьшую – между фаунами Забайкалья и Приангарья (I_{CS} = 63,8%; I_{SzS} = 71,4%), индексы сходства между ТРД и Приангарьем составляют I_{CS} = 70% и I_{SzS} = 73,7%.

Список литературы

1. *Васильев С.К., Кривошапкин А.И., Зенин В.Н., Шалагина А.В.* Сборы остатков мегафауны на реках Чумыш (Алтайский край), Чик и Обь в районе поселка Бибиха (Новосибирская область) в 2016 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии, 2016. Т. 22. С. 15–22.

2. *Песенко Ю.А.* Принципы и методы количественного анализа в фаунистических исследованиях. М.: Наука 1982. 288 с.

3. *Kozyrev A., Shchetnikov A., Klement'ev A., Filinov I., Fedorenko A., White D.* The early Upper Palaeolithic of the Tunka rift valley, Lake Baikal region, Siberia // Quaternary International, 2014. № 348. P. 3–14.

ЗАКОНЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА КАК ОСНОВА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ И РЕКОНСТРУКЦИЙ

LAWS OF EVOLVEMENT AND DEVELOPMENT OF THE RELIEF AS A BASIS OF GEOMORPHOLOGICAL CLASSIFICATIONS AND RECONSTRUCTIONS

В.В. Бутвиловский

Лейбниц-институт полимерных исследований (IPF), г. Дрезден, Германия
wladimirbutwilowski@gmail.com

V.V. Butwilowski

Leibniz Institute of Polymer Research, Dresden, Germany

В учебном пособии «Основы устройства и развития литосферы Земли: Курс лекций по общему землеведению» [Бутвиловский, 1995], монографии «Einführung in die theoretische Geomorphologie – eine Alternativdarstellung» [Butwilowski, 2007] и в ее дополненном российском издании «Введение в теоретическую геоморфологию – альтернативные представления» [Бутвиловский, 2009], а также во многих статьях, начиная с 1989 года [Бутвиловский, 1994 и др.] были обоснованы и предложены к дискуссии:

– исходные геоморфологические термины-понятия и их определения;

– элементы рельефа и их морфологические, генетические и возрастные категории;

– определения и аксиомы главных категорий элементов рельефа;

– законы и процессы образования и развития этих элементов;

– теории геоморфогенеза и морфостратиграфии;

– морфографические, морфогенетические и морфостратиграфические классификации;

– методология геоморфологического картирования и исследования рельефа.

Более того, данные теоретические разработки реализовывались на практике разномасштабного геоморфологического картирования Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Салаира и Предалтайской равнины. Они были положены в основу прогнозной оценки этих территорий на россыпи и другие экзогенные полезные ископаемые и успешно применены в поисково-оценочных работах. Практические результаты «альтернативной» геоморфологии изложены в нескольких геологических отчетах [Бутвиловский и др, 1996ф; Дубский и др., 2009ф; и др.]. Все отчеты были оценены заказчиками и рецензентами по высшей категории качества.

Тем не менее, этим обоснованным теоретическим разработкам и практическим методам фатально не повезло. В силу непонятных для меня причин, они уже на протяжении 25 лет остаются вне поля зрения академической геоморфологической науки (причем, не только в России, но и на Западе). В советское время эти публикации были бы наверняка замечены и уж, по меньшей мере, хотя бы раскритикованы. **В «новые» времена – полное замалчивание.** Неужели нынешние ученые-геоморфологи не читают научную литературу или им не интересны предложения по решению извечных геоморфологических проблем? Возможно, многих геоморфологов вполне устраивает ситуация, когда их учения не имеют твердой формальной основы и не опираются на установленные и доказанные геоморфологические законы и верифицированные геоморфологические методы. Иначе говоря, устраивает ситуация, когда их учения не являются научными, но дающими простор для наукоподобной деятельности, приносящей вполне реальные «дивиденты». Впрочем, от научной деятельности можно получать еще более весомые «дивиденты»... Так в чем же тогда проблема?! Вероятно, эта проблема является субъективной и персональной, но она не имеет права подавлять науку геоморфологию как таковую. Поэтому для дальнейшего развития этой науки полезно напомнить о выявленных законах рельефообразования и их следствиях.

Установлены, теоретически доказаны и эмпирически подтверждены три закона кинематики развития деструктивного (денудационного рельефа – ДР) рельефа: 1) При непрерывном действии денудации все точки деструктивного склона перемещаются-отступают на равные горизонтальные расстояния (S), и склон отступает параллельно самому себе. 2) С более крутых склонов денудируется всегда более мощный слой (D) горных пород, чем одновременно с более пологих смежных, причем толщина этого слоя прямо пропорциональна синусу угла наклона склона и определяется формулой $\mathbf{D = S \bullet \sin \alpha}$, где S – величина горизонтального сноса-перемещения склона (м), и α – угол наклона склона. 3) На участке ДР вышерасположенные склоны не могут «отступать» быстрее нижерасположенных – в противном случае на их границах возникнет аккумуляция (седиментационный рельеф – СР), что противоречит принятому статусу ДР и условиям задачи. Образуются деструктивные склоны из дизъюнктивных разрывов-обрывов соответственно закону денудационной трансформации: каждый последующий цикл сноса горных пород со склона, подножие которого является базисом денудации, уменьшает крутизну склона вдвое: $\mathbf{A_i = A_{i-1} / 2}$. Трансформация склона прекратится в том случае, если все перемещаемые денудацией частицы горных пород будут удаляться за его пределы (когда по разлому произойдет тектоническая подвижка и понизится базис денудации). Возможны 5 циклов трансформации и 7 диапазонов крутизны склонов: от субвертикальных к субгоризонтальным [Бутвиловский, 2009 и др.]. Из закона трансформации и образования ДР выводится аксиома (принцип Докучаева): в последовательности вертикально смежных деструктивных склонов ниже расположенный склон всегда моложе выше расположенного.

Свойства СР позволяют сформулировать и законы кинематики склонов, подверженных аккумуляции: 1) При условии постоянного действия процессов аккумуляции изменение пространственного положения склонов СР происходит только равным вертикальным повышением каждой их точки. Склоны «растут» вверх параллельно самим себе. 2) В ходе аккумуляции на более крутых склонах СР всегда накапливается менее мощный слой седиментов, чем на более пологих смежных склонах, причем истинная мощность слоя (Da) обратно пропорциональна углу наклона (α) склона и определяется формулой: $Da = H \bullet \cos \alpha$, где H – вертикальное повышение склона при аккумуляции (м), α – наклон склона, Da – истинная мощность или толщина. 3) На одном вертикальном профиле величина аккумуляции на вышерасположенных склонах не может быть больше величины аккумуляции на нижерасположенных. В противном случае возникнет вертикальный уступ и начнется его денудация, что противоречит принятому статусу СР. Образование форм СР и конформных им отложений также идет закономерно: горизонтальные поверхности и слоистость скачкообразно сменяются разнонаклонными вплоть до субвертикальных соответственно динамике и вязкости действующих сред – 5 видов трансформации [Бутвиловский, 2009].

Следствиями этих законов и принципов является то, что мы получаем наконец-то формально строгую возможность для выявления диагностических признаков различных элементов и комплексов рельефа, которые становятся фундаментом их точного мор-

фологического, морфогенетического и морфохронологического классифицирования. Теории морфогенеза и морфостратиграфии, основывающиеся на этих законах и принципах, позволяют точно устанавливать парагенезис, динамику образования и развития, а также геоморфологический возраст склонов и их расположение в пространственно-временной последовательности рельефообразования. Становится возможным правильно картировать разновозрастные деструктивные склоновые пояса и седиментационные морфокомплексы, выявлять пространственно-временную структуру рельефа, ее тектоническую и денудационную деформацию, историю развития рельефа, увязывать всю эту информацию с полезными ископаемыми и современными геологическими процессами и делать обоснованные виртуальные реконструкции прошлых и будущих состояний рельефа. Пользуясь такой методологией, можно уверенно наращивать точные геолого-геоморфологические знания и по-настоящему доказывать или опровергать геоморфологические выводы и суждения.

Список литературы

1. *Бутвиловский В.В.* Рельеф земной поверхности: исходные понятия и аксиомы, основные способы и законы развития // Природа и Экономика Кузбасса. – Новокузнецк, 1994. – С. 3–6.

2. *Бутвиловский В.В.* Хронологические и генетические свойства георельефа и принципы геоморфологического картирования // Время и возраст рельефа. – Новосибирск, Наука, 1994. – С. 63–72.

3. *Бутвиловский В.В.* Основы устройства и развития литосферы Земли: Курс лекций по общему землеведению. 1 том. – Новокузнецк.: Изд-во Новокузн. пед. ин-та. 1995. – 108 с.

4. *Butwilowski W.* (2007): Einführung in die theoretische Geomorphologie – eine Alternativdarstellung. Kartographische Bausteine. Band 32. – Dresden, Technische Universität Dresden. – 169 S.

5. *Бутвиловский В.В.* Введение в теоретическую геоморфологию – альтернативные представления. – Новокузнецк: Кузбасская государственная педагогическая академия, 2009. – 185 с., 67 рис., 17 табл.

6. *Бутвиловский В.В., Бутвиловская Т.В., Аввакумов А.Е.* Структура, история развития рельефа, четвертичные отложения и россыпеобразование Горного Алтая. Отчет о работе Региональной партии «Составление геоморфологической карты Горного Алтая в масштабе 1: 500000 (Листы M – 45, 44; N – 45), выполненных в период 1989–1996 годов». ГГП «Запсибгеолсъемка». Новокузнецк, 1996ф. В 7 томах, 1850 с.

7. *Дубский В.С., Некипелый В.Л., Дубский А.В., Некипелая С.А., Аввакумов А.Е., Бутвиловский В.В.* и др. Составление карты золотоносности Кемеровской области масштаба 1:500 000 (Кемеровская область) / отчет Геолого-минерагенической партии по составлению карты золотоносности Кемеровской области за 2007–2009 гг. ФГУГП «Запсибгеолсъемка», пос. Елань, Кемеровской области, 2009ф; ФГУ НПП «Росгеолфонд»; ТГФ, Новокузнецк. (в 3-х книгах и 4 папках).

CERVALCES GALLICUS В ФАУНЕ ДМАНИСИ | REMAINS OF *CERVALCES GALLICUS* FROM DMANISI

М. Бухсианидзе

Музей Грузии им. С.Джанашиа, Нацианальный Музей Грузии, Тбилиси, Грузия
maiabukh@gmail.com

M. Bukhsianidze

S. Janashia Museum of Georgia of the Georgian National Museum

Дманиси – одно из наиболее богатых и хорошо датированных местонахождений умеренной зоны западдной Палеарктики. В ассоциации позвоночных позднего виллафранка определены более 50 таксонов позвоночных, включая *Homo*. Данные абсолютного и магнитострафического датирования позволили ограничить вораст местонахождения интервалом 1,83–1,76 млн лет.

Парнокопытные очень разнообразны и включают 12 таксонов: олени (4), жирафы (1), бовиды (7) и составляют 60% всех костных остатков ассоциации Дманиси. Остатки лосей-- чрезвычайно редки (от 6 до 8 остатков среди 2750 экземпляров коллекции), что, по-видимому, обычно для нестадных животных.

Краниальные остатки (лобный фрагмент с основанием рога, фрагмент верхней челюсти с полным зубным рядом и фрагмент лопаты) морфологически соответствуют роду *Cervalces* и указывают на присутствие лося размерами сходными (или несколько меньшими) с *C. gallicus*.

Это первая находка раннеплейстоценового лося на Южном Кавказе. С биогеографической точки зрения присутствие *Cervalces gallicus* в регионе не является неожиданным. Особое значение экземпляров лося из Дманиси, возможно, в том, что в этом местонахождении получена одна из лучших коллекций этого доисторического животного после типовой серии из Сенеза.

ПАЛЕООБСТАНОВКИ В ПРОЛИВЕ ФРАМА ВО ВРЕМЯ СТАДИЙ MIS 2–6, РЕКОНСТРУИРОВАННЫЕ ПО ПАЛЕОБИОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

PALEOENVIRONMENTS IN THE FRAM STRAIT DURING MIS 2–6 RECONSTRUCTED FROM PALEOBIOLOGICAL AND ISOTOPE RECORDS

М.Е. Былинская, Л.А. Головина, Э.П. Радионова, Б.Г. Покровский

Геологический институт РАН, Москва, Россия
marina.012@mail.ru

M.E. Bylinskaya, L.A. Golovina, E.P. Radionova, B.G. Pokrovskii

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Пролив Фрама является связующим звеном между Атлантическим и Арктическим океанами и основным путем, по которому совершается тепло- и водообмен между Арктикой и Мировым океаном. В этом районе взаимодействие между теплыми Атлантическими и холодными Арктическими водами и распространение к югу морских льдов влияет на термогалинную циркуляцию Мирового океана и вызывает глобальные изменения климата и палеообстановок [Holland et al., 2001]. Палеоокеанографические и климатические колебания в полярной северной Атлантике задокументированы в донных осадках пролива Фрама. В этом исследовании приводится интерпретация данных по двум донным колонкам, взятым на склонах хр. Книповича во время 24 рейса НИС «Академик Страхов». Стратиграфическая интерпретация разрезов основана на изучении фораминифер и наннопланктона, изотопных данных, датировках абсолютного возраста и распространении материала ледового разноса (IRD).

Колонки AS2417 (78°14,79′ с.ш., 05°45,75′ в.д., глубина моря 1568 м) и AS2427 (78°08,14′ с.ш., 06°30,12′ в.д., глубина моря 1598 м) были подняты глубоководной гравитационной трубкой в проливе Фрама на западном борту хр. Книповича, расположенного к юго-западу от Шпицбергена. Осадки колонок длиной 350 и 262 см представляют собой переслаивание коричневатых и серых глин, содержащих материал ледового разноса и палеонтологические остатки. Содержание микрофауны и флоры в осадках колонки очень сильно варьирует. В разрезе выделяются несколько интервалов высокой продуктивности (HP), разделенные зонами, чрезвычайно обедненными органическими остатками. Большая часть голоцена (MIS 1) в разрезе отсутствует, возможно, из-за вымывания верхнего полужидкого слоя осадков из трубки.

Интервал MIS 2 (14–29 тыс.лет), особенно его нижняя часть и пограничная зона MIS 2/3, отмечены одним из наибольших пиков IRD и горизонтом, обогащенным планктоном (рис. 1). Возраст пика, согласно AMS датировкам, составляет 21,8–28 тыс. лет, примерно соответствуя ледниковому максимуму (26,5–19 тыс.лет по Clark et al., 2009) поздневалдайского оледенения. В отложениях моложе 21 тыс. лет количество IRD резко падает, что вместе с резким уменьшением планктона может указывать на

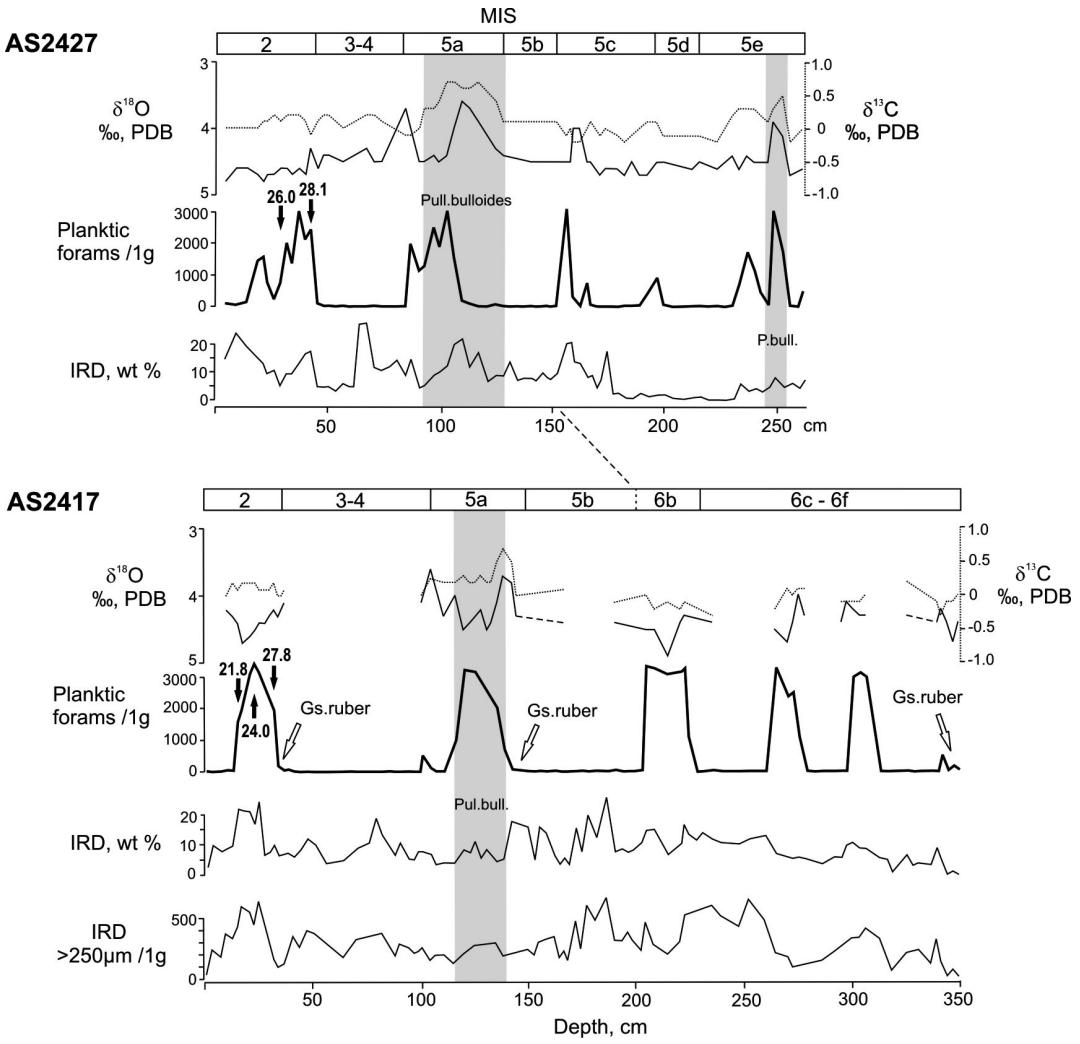


Рис. 1. Изотопные данные, количество планктонных фораминифер и материала айсбергового разноса в колонках AS2417 и AS2427. Цифры соответствуют абсолютному возрасту AMS (тыс.л.)

установление постоянного ледового покрова этой части пролива. Содержание планктонных фораминифер в MIS 2 резко варьирует, достигая максимумов 27–28 и 22–24 тыс.л.н. В составе планктона, наряду с обычным полярным комплексом, встречены тепловодные виды *Globorotalia scitula, G. crassaformis, Globigerina falconensis*. В основании пика продуктивности встречен один экземпляр субтропической *Globigerinoides ruber*. Это можно объяснить тем, что во время многократных проникновений Атлантических вод на север происходили сильные пульсации течения, во время которых экзотический планктон транспортировался поверхностными или подповерхностными водами. Таким образом, во время по крайней мере начала последнего ледникового максимума, когда Шпицберген был покрыт ледником, включая шельф [Svendsen et al., 2004], к западу от него в проливе Фрама существовала сильная меридиональная циркуляция, приводившая к свободным ото льда условиям и высокой продуктивности планктона.

MIS 3 и 4 (29–71 тыс.л.) характеризуются крайне низким содержанием фораминифер в колонках. Это время соответствует средневалдайскому оледенению на Шпицбергене и, возможно, на шельфах Баренцева и Карского морей.

Отложения интервала MIS 5 (71–130 тыс.л.) полностью вскрываются в колонке AS2427. Подстадии MIS 5a и 5e маркируются присутствием бентосной *Pullenia bulloides*. Интервалу MIS 5a и границе MIS 5/4 соответствует пик планктонной микрофауны и флоры, что указывает на сильный приток атлантических вод в пролив Фрама. В колонке AS2417 вблизи этого пика найден экземпляр *Globigerinoides ruber*. В обеих колонках небольшое количество IRD в этом горизонте свидетельствует о слабом айсберговом разносе и, следовательно, об отсутствии обширного оледенения в это время в северной Евразии.

Осадки MIS 5b содержат крайне мало планктона и много IRD, отражая этап ранневалдайского оледенения, существовавшего на окружающей суше. В горизонте MIS 5c отмечен еще один пик обилия планктона и увеличение IRD, совпадающие с пиком изотопно-кислородной кривой и одновременным пиком уменьшения $\delta^{13}C$, показывающим т.н. событие разгрузки пресных вод, как результат деструкции локального ледникового покрова на Шпицбергене. Условия интервала MIS 5d свидетельствуют о суровом климате и постоянном ледовом покрове в проливе. MIS 5e соответствует времени последнего межледниковья и характеризуется в изученных колонках низким содержанием IRD, обильным планктоном и низкими значениями $\delta^{18}O$.

MIS 6 (130–191 тыс.л.) вскрыта только в колонке AS2417 ниже перерыва осадконакопления. Отложения включают четыре HP слоя. Верхний продуктивный слой отмечен очень высокими изотопно-кислородными значениями 4.9‰ и относительно меньшим количеством IRD, что позволяет отнести его к предпоследнему ледниковому максимуму (стадия MIS 6b, 135–140 тыс.л.). Нижележащий пик HP соответствует притоку атлантических вод, датированному 160 тыс.л.н. [Hebbeln and Wefer, 1997]. Третий вниз по разрезу слой с обильным планктоном характеризуется большим содержанием IRD и довольно высокими (4.2–4.3‰) значениями $\delta^{18}O$. Он может быть датирован 170–175 тыс.л. [Spielhagen et al., 2004]. Самый нижний HP слой содержит субтропические *Globigerinoides ruber* и розовую *Globigerina ribescens*. Он отмечен низким IRD, относительно высоким, до 4.4‰, $\delta^{18}O$ и отсутствием наннопланктона. Мы относим его к основанию MIS 6 или границе MIS 6/7.

Таким образом, изученные колонки вскрыли отложения, соответствующие изотопно-кислородным стадиям MIS 2–6 или примерно 190 тыс. лет.

Список литературы

1. *Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M.* The last glacial maximum // Science, 2009. V. 325. P. 710–714.

2. *Hebbeln D., Wefer G.* Late Quaternary paleoceanography in the Fram Strait // Paleoceanography, 1997. V. 12(1). P. 65–78.

3. *Holland M.M., Bitz C.M., Eby M., Weaver A.J.* The role of ice-ocean interactions in the variability of the North Atlantic thermohaline circulation // Journal of Climate, 2001. V. 14. P. 656–675.

4. *Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H., Nowaczyk N.R., Nørgaard-Pedersen N., Vogt C., Weiel D.* Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quaternary Science Reviews, 2004. V. 23. P. 1455–1483.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВОЛКА *CANIS LUPUS* L. ИЗ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ АВДЕЕВО (КУРСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ)

PRELIMINARY RESULTS OF MORPHOMETRIC ANALYSIS OF WOLF *CANIS LUPUS* L. FROM THE LATE PALEOLYTIC SITE AVDEEVO (KURSK REGION, RUSSIA)

О.Д. Бычкова

Биологический факультет МГУ, Москва, Россия
pink-pant@yandex.ru

O.D. Bychkova

Biological faculty, Moscow State University, Moscow, Russia

Волки *Canis lupus* были характерным элементом позднеплейстоценовых фаун Евразии. Находки остатков представителей этого вида фиксируются во многих стоянках позднего палеолита от Испании до Сибири и Дальнего Востока. В центральной России их находки обычны в таких известных сто-

янках древнего человека, как Костенки, Сунгирь и Авдеево.

В фундаментальной работе В.И. Громова [Громов 1948], впервые была отмечена важность находок ископаемых волков в палеолитических стоянках России. Но изучению этой группы млекопитающих на территории России долгое время не уделялось должного внимания, а их морфометрические характеристики, за небольшим исключением, практически не изучались вплоть до начала двухтысячных годов. В этой связи весьма актуальным представляется изучение богатого материала по плейстоценовому волку *Canis lupus* из позднепалеолитической стоянки Авдеево, хранящегося в Геологическом Институте РАН. Эта коллекция насчитывает более 3000 остатков волков. Она собиралась в течение почти 20 лет (с 1972 по 1991 год), но никогда детально морфометрически не была изучена.

Стоянка Авдеево в Курской области расположена в 40 км к западу от Курска на правом берегу р. Сейм и приурочена к отложениям высокой поймы. В разрезе выделено 9 слоев. В культурном горизонте (слой 5), представленном серо-зелеными супесями, были найдены остатки поселения. Там, где слой обогащен артефактами, он приобретает темно-серый оттенок. Стоянка относится к костенковско-авдеевской археологической культуре, ее возраст – около 22 000 лет. Раскопками было вскрыто овальное поселение с краевыми полуземлянками, в которых были найдены каменные орудия, а также предметы искусства, а именно 5 статуэток из бивня мамонта, у одной из которых проработаны детали лица и прически, что впервые встречается в данной культуре [Величко и др., 1981]. Фаунистические остатки, найденные на стоянке, являются типичными для мамонтового комплекса. Э.А. Вангенгейм и М.В. Сотниковой здесь определены: *Mammuthus primigenius, Bison priscus* subsp., *Equus caballus* cf. *latipes*, *Rangifer tarandus, Canis lupus, Gulo gulo*, *Alopex lagopus*, *Ursus arctos*, *Panthera (Leo) spelaea, Marmota* sp., *Lepus* sp., *Citellus* sp., Aves [Величко и др., 1981]. Среди хищников наиболее многочисленны были остатки песца и волка, росомаха в основном представлена краниальными материалом, встречены единичные находки пещерного льва и арктоидного медведя. По данным М.В. Сотниковой находки волков в основном были приурочены к ямам и представлены фрагментами скелетов в естественном сочленении, что позволило предположить активную охотничью деятельность авдеевских людей, направленную на получение шкур волков [Гвоздовер, 2001].

На данном этапе анализировались только метрические данные по нижним челюстям и зубам авдеевского волка. В коллекции ГИН этот материал представлен 23 левыми и 27 правыми челюстями и их фрагментами, что соответствует примерно 27 особям. Всего было изучено 50 челюстных остатков и произведено около 1700 промеров. Промеры производились в миллиметрах с помощью штангенциркуля с точностью 0,01 мм. Для сравнения ископаемого материала были привлечены 29 современных черепов *Canis lupus* из Зоомузея МГУ, полученных с территории Курской, Калужской, Воронежской, Тульской и Тюменской областей. Статистическая обработка проводилась в пакете программ MC Office 2016. Среднее значение длины обозначается – ML, ширины – MW, премоляры – p, моляры – m, промеры в мм.

Для сравнения размеров зубов у современных и ископаемых представителей *Canis lupus*, а также промеров нижних челюстей был использован двухвыборочный t-критерий Стьюдента и f-критерий Фишера. Полученные результаты показывают, что по размерам зубов волк из Авдеево был в среднем не крупнее своих современных аналогов с этой территории, однако средняя ширина щечных зубов у него была больше ширины этих зубов у современного волка из изученной выборки (табл. 1).

Ископаемая история *Canis lupus* на территории России известна только с позднего плейстоцена, в то время как в Западной Европе она изучена более подробно на протяжении последних 300 тыс. лет. Первое появление лупусного волка отмечается в среднем плейстоцене в фауне Люнель Вель во Франции, откуда описан подвид мелкого волка *Canis lupus lunellensis* Bonifay с MLm1 = 25,0. Второй европейский подвид *Canis lupus santenaisiensis* Argant характерен для конца среднего-начала позднего плейстоцена (MLm1 = 26,7) и, наконец, *Canis lupus maximus* Boudadi-Maligne (конец позднего плейстоцена) имел самые крупные размеры MLm1 = 29,6 [Boudadi-Maligne, 2012], сопоставимые с MLm1 = 29,0 у авдеевского волка.

Таблица 1

Средние значения ширины щечных зубов у волка из Авдеево и у современных волков из изученной выборки

	c1	p1	p2	p3	p4	m1	m2	m3
Авдеевский волк	9,56	5,06	6,49	7,20	8,49	12,04	8,66	5,15
Рецентный волк	9,46	4,54	6,26	6,76	8,09	11,80	8,97	5,73

Таким образом, увеличение размера хищнических зубов, в частности первого моляра нижней челюсти, в Европе прослеживается со времени появления лупусных волков и до конца плейстоцена. Это тенденция следует правилу Бергмана и объясняется тем, что климат в течение среднего и позднего плейстоцена становился более холодным [Boudadi-Maligne, 2012]. Крупные размеры были так же отмечены у волка из позднепалеолитических слоев в стоянке Костенки вблизи Воронежа [Кузьмина, Саблин, 1994].

Однако, кроме крупных размеров, у волков из позднего плейстоцена с территории России отмечается еще одна особенность, на которую раньше мало обращали внимания. Например, ископаемые волки Якутии, по данным Г.Г. Боескорова и Г.Ф. Барышникова [2013] демонстрируют необычную массивность нижнечелюстных костей, что, по мнению этих авторов, указывает на их приспособленность к остеофагии. Аналогичные результаты получены и по авдеевскому волку. Его массивные щечные зубы так же указывают на приспособленность к питанию, как мясом, так и костями своих жертв, в то время как современные его аналоги с данной территории, по-видимому, в меньшей степени были склонны к остеофагии.

Список литературы

1. *Боескоров Г.Г., Барышников Г.Ф.* Позднечетвертичные хищные млекопитающие Якутии // Санкт-Петербург: Наука, 2013. 199 с.

2. *Гвоздовер М.Д.* Зооархеология верхнепалеолитической стоянки Авдеево (предварительные результаты) // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 335–345.

3. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Труды ИГН АН СССР, 1948. Вып. 64. геол. сер. № 17. 521 с.

4. *Величко А.А., Гвоздовер М.Д., Григорьев Г.П., Губонина З.П., Ударцев В.П., Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В.* Авдеево // Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины. М.: Наука, 1981. С. 57–69.

5. *Кузьмина И.Е., Саблин М.В.* Волк (*Canis lupus*) из познепалеолитических стоянок Костенки на Дону // Труды Зоологического института РАН.1994. Т. 256. С. 44–58.

6. *Boudadi-Maligne M.* A new subspecies of wolf (Canis lupus maximus nov. subsp.) from the upper Pleistocene of Western Europe // Comptes Rendus Palevol, 2012. V. 11. No. 7. P. 475–484.

О НОВОЙ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ (2.58 МЛН ЛЕТ) ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

NEW POSITION OF THE BASE OF THE QUATERNARY IN WEST SIBERIA

В.С. Волкова, З.Н. Гнибиденко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
volkovavs@ipgg.sbras.ru, gnibidenkozn@ipgg.sbras.ru

V.S. Volkova, Z.N. Gnibidenko

Trofimuk petroleum institute geology and geophysics SB RAS

Длительное время нижняя граница четвертичной системы проводилась на уровне 1.8 млн лет (2000, 2001). В настоящее время граница квартера, согласно решениям Межведомственной Комиссии по стратиграфии, принятым на 33 сессии Международного геологического конгресса, перенесена с уровня 1.8 млн лет на уровень 2.58 млн лет [Finney, 2010; Gibbard, et al., 2010; Гиббард, 2015]. В связи с этим, из неогена в состав четвертичной системы переведен гелазский ярус с нижней и верхней границами 2.58 и 1.8 млн лет соответственно. Основанием для этого послужили находки холодолюбивых видов моллюсков в разрезах позднего кайнозоя Италии, значительно ниже, чем в стратотипическом

разрезе Врика. Было решено, границу квартера перенести к интервалу разреза, к которому приурочено более раннее похолодание. Граница проведена по шестому (последнему) сапропелевому слою в опорном разрезе Монте-Сан-Никола (Сицилия) [Finney, 2010; Gibbard, et al., 2010]. Вблизи новой границы находится инверсия геомагнитного поля Гаусс-Матуяма (2.588 млн лет). Это должно облегчить поиски границы в различных регионах Земли. По мнению отечественных ученых похолодание на уровне 2.7–2.4 млн лет является глобальным событием и лучшим образом характеризует начало четвертичного периода. Это положение поддержала Международная стратиграфическая комиссия (МСК) [Постановления…, 2012].

Структура ОСШ в Сибири и России неоднократно менялась [Постановления…, 1996, 2008, 2010]. На данном этапе структура ОСШ является предметом дискуссий. Председатель МСК четвертичной системы России Б.А. Борисов [Борисов, 2014], предложил вариант ОСШ, который сближает Международную и Общую стратиграфические шкалы. В состав эоплейстоцена было рекомендовано включить гелазий с возрастом границ 2.58–1.8 млн лет – нижнее звено эоплейстоцена и калабрий – среднее и верхнее звенья эоплейстоцена с границами 1.8–0.78 млн лет.

Другой проект ОСШ был предложен А.С. Тесаковым с соавторами [Тесаков и др., 2014]. Согласно этому проекту гелазский ярус рассмотрен отдельно от эоплейстоцена. На наш взгляд этот вариант является наиболее правильным [Волкова и др., 2016]. До сих пор не ясно, на каком уровне проводить границу между неогеном и квартером в Западной Сибири. В связи с этим, большой интерес представляют осадки, накопившиеся в интервале от 4 до 0.78 млн лет. К этому уровню относятся осадки двух горизонтов – кулундинского [Унифицированные…, 2001] и кочковского [Унифицированная…, 2000]. Рассмотрены характеристики толщ, ранее относимые к неогену. В Ямало-Тазовском районе – горнинская и мыскаменская толщи и тиутейяхская свита. В центральном районе Западной Сибири – чановская свита, на Обь-Иртышском междуречье – барнаульская свита (нижняя и верхняя подсвиты), на юго-востоке равнины – кулундинская свита. В ишимской степи – звериноголовская и кочковская, в Барабе – каргатская и убинско-ерестнинская свита. В Северном Казахстане – битекейская, селетинская, муккурская и каргатская свиты. Объемы свит разные.

В поисках нового положения границы квартера в 2.58 млн лет в отложениях Западной Сибири рассмотрена палеонтологическая и палеомагнитная характеристики осадков, накопившихся в интервале 4–0.78 млн лет (кулундинский горизонт – 4–1.8 млн лет и кочковский горизонт – 1.8–0.78 млн лет). Следовательно, искомая граница квартера должна располагаться внутри кулундинского горизонта, охарактеризованного тремя фаунистическими комплексами млекопитающих – андреевским, кызыл-айгирским и подпуск-лебяжинским [Зыкин, 2012] и палинологическими данными [Волкова, 1984, 1998]. Для времени формирования кулундинского горизонта установлены три фазы похолодания, первое – на уровне 3 млн лет, второе – на уровне 2 млн лет и третье – в основании барнаульской свиты (1.8 млн лет). Последнее обусловило появление арктических плаунов, зеленых мхов, березки, однако это похолодание еще не вызвало коренную перестройку в ландшафтах на юге Западной Сибири. Последовательное рассмотрение нескольких фаз относительного похолодания климата, характеризующих временной интервал от 3 до 0.78 млн лет позволяет говорить о том, что наиболее сильное похолодание произошло на рубеже 1.6–1.2 млн лет в период формирования убинской свиты и ерестнинских слоев кочковского горизонта. Верхняя часть кулундинского горизонта (гелазий) изучена пока недостаточно. В ее составе нет морских организмов и нет определений абсолютного возраста. Все это затрудняет поиски нового положения нижней границы квартера в Западной Сибири. Эта граница должна располагаться внутри кулундинской свиты (юго-восточный район Западной Сибири); между селетинской и муккурской свитами (между подпуск-лебяжинским и кызыл-айгирским комплексами млекопитающих) в Северном Казахстане; в низах барнаульской свиты, под отложениями с раннебарнаульскими карпофлорами, внутри палинозоны с Betula, Ulmus, Nilia, Quercus, Corylus (Обь-Иртышский район); внутри звериноголовской свиты (Ишимский район) и внутри чановской свиты в Центральном районе.

Мы пока лишь условно принимаем уровень нижней границы квартера, предложенный МСК, в 2.58 млн лет. Граница Гаусс–Матуяма (2.588 млн лет) непосредственно на юге Западной Сибири не зафиксирована, но примерно совпадает с рубежом между подпуск–лебяжинским и кызыл-айгирским комплексами млекопитающих.

Список литературы

1. *Борисов Б.А.* О необходимости введения в Общую стратиграфическую шкалу России новой таксономической единицы «Подраздел» // Региональная геология и металлогения, 2014. № 57. С. 77–79.

2. *Волкова В.С.* Плиоценовая флора Западной Сибири // Проблемы современной палинологии. Новосибирск: Изд-во Наука, 1984. С. 139–144.

3. *Волкова В.С.* Анализ флоры и климатов на рубеже раннего-позднего плиоцена и эоплейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. Новосибирск: СО РАН, 1998, Т. 39. № 5. С. 585–597.

4. *Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Гнибиденко З.Н.* К вопросу о положении нижней границы четвертичной системы в Западной Сибири (палеоботанические и палеомагнитные данные) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1671–1681.

5. *Гиббард Ф.Л.* Четвертичная система (период) и ее основные подразделения // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 873–875.

6. *Зыкин В.С.* Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во ГЕО, 2012. 485 с.

7. Постановления Международного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. Вып. 28. С. 8–10.

8. Постановления Международного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Вып. 38. С. 125–126.

9. Постановления Международного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. Вып. 41. 48 с.

10. *Тесаков А.С., Шик С.М., Величко А.А., Гладенков Ю.Б., Лаврушин Ю.А., Янина Т.А.* Новые подразделения в Общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 73. С. 12–15.

11. Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск. Изд-во СНИИГГиМС, 2000. 7 л.

12. Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка и схема. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2001. 84 с.

13. *Finney S.C.* Formal definition of the Quaternary System Period and redefinition of the Pleistocene Series/ Epoch // Episodes. 2010. V. 33. № 3. P. 159–163.

14. *Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.* J.C. the Subcommission on Quaternary Stratigraphy. Formal ratification of the Quaternary System / Period and the Pleistocene Series / Epoch with a base at 2.58 Ma // J. Quat. Sci. 2010. V. 25. P. 96–102.

КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ СРЕДНЕГОРЬЯ АЛТАЯ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА УСТЬ-ПУСТЫНКА

COMPLEX STUDY OF THE LATE PLEISTOCENE LOESS-PALEOSOL SEQUENCE OF MIDDLE ALTAI, UST'-PUSTYNKA SECTION

А.О. Вольвах (Сизикова), В.С. Зыкина, В.С. Зыкин

Институт Геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
sizikova@igm.nsc.ru, zykina@igm.nsc.ru

A.O. Volvakh (Sizikova), V.S. Zykina, V.S. Zykin

Sobolev Institute of geology and mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

В долинах мелких притоков, выходящих в долину Чарыша в среднегорной зоне северо-западного Алтая, хорошо сохранились фрагменты древних лессовых покровов, накопившихся в периоды аридизаций и похолоданий палеоклимата. В правом борту долины Чарыша, близ западной окраины пос.

Усть-Пустынка, в 1,6 км северо-западнее Чагырской пещеры [Деревянко и др., 2013] в руслообразном понижении в палеозойских породах, дренированном сейчас небольшим ручьем вскрывается лессовый разрез Усть-Пустынка.

Стратиграфия разреза представлена субаэральными отложениями баганского/ельцовского (МИС-2), тулинского (МИС-4) и сузунского (МИС-6) лессов, в которых присутствует нижняя почва бердского комплекса, сформировавшаяся в казанцевское межледниковье (МИС-5e). Следует отметить, что вне зависимости от денудационных и склоновых процессов горизонты лессов сохраняют основные закономерности строения и морфологические особенности, характерные для них в Западной Сибири. Это позволяет сопоставлять лессовые горизонты долины р. Чарыша с лессово-почвенной последовательностью Сибири [Зыкина, Зыкин, 2012].

Выделенные в разрезе стратиграфические горизонты хорошо различаются по микроморфологическим особенностям. Во всех горизонтах отмечается кольцевая ориентировка минерального скелета по краям микроструктурных отдельностей и в межагрегатных пустотах, что обусловлено процессами вымораживания.

Изучив гранулометрический состав отложений разреза Усть-Пустынка установлено, что преобладающей фракцией является крупная пыль, что является характерным признаком для лессов. Вследствие протекания процессов лессонакопления в горной обстановке, изученные лессы по гранулометрическому составу отличаются от своих аналогов на Приобской и Предалтайской равнинах [Sizikova, Zykina, 2015; Сизикова и др., 2015], а именно большим содержанием фракции песка. Присутствие большого количества тонкозернистого песка в изученных лессах может быть обусловлено скоростями ветрового потока и переносом на небольшие расстояния сальтацией. Зерна тонкого песка (63–125 мкм) могут перемещаться как во взвешенном состоянии (частицы менее 0,1 мм) в воздухе, так и сальтацией по поверхности [Гаель, Смирнова, 1999].

Значения U-ratio (=16–44 мкм/5.5–16 мкм), позволяющего судить о силе ветра, обратно пропорциональны количеству песка. Вероятно, во время накопления опесчаненных прослоев были развиты обстановки с несильными ветрами и преобладанием местного песчаного переноса. В кривой распределения значений U-ratio отмечается тенденция увеличения его значений по разрезу от тулинского лесса к баганскому. В данном случае, именно этот коэффициент позволил отделить фракции крупнозернистого материала, перенос которых может быть связан с местными и локальными сальтацией или волочением, от лессовых частиц, переносимых в воздушном потоке, тем самым, позволив сделать вывод об усилении активности эоловых процессов в течение последних 70 000 лет.

Для подтверждения генезиса исследованных отложений и для восстановления обстановок их формирования применен метод морфоскопии и морфометрии песчаных кварцевых зерен, проводившийся по методике, разработанной в ИГ РАН [Величко, Тимирева, 2002] с использованием атласа текстур поверхностей кварцевых зерен [Krinsley, Doornkamp, 1973]. По данным морфоскопии песчаных кварцевых зерен визуальный облик и основные элементы микрорельефа кварцевых зерен из баганского, ельцовского и тулинского лессов, в целом, схожи. Микроямчатая поверхность, «приставшие» частицы вместе со степенью матовости и окатанности зерен является признаком эолового переноса зерен, наличие на многих зернах раковистого скола позволяет говорить об их накоплении в холодных условиях [Величко, Тимирева, 2002]. Следы водной обработки зерен, предшествующей эоловой, скорее всего, связаны с источником выноса с близ расположенных речных долин. Наличие эоловой обработки поверхности кварцевых зерен песчаной размерности, типичной для переноса в воздушном потоке, свидетельствует об их переносе во взвешенном состоянии, что возможно при повышенных скоростях ветра от 7 метров [Гаэль, Смирнова, 1999]. Значения коэффициента окатанности и степени заматованности достаточно высоки, однако, они ниже их значений для аналогичных лессовых горизонтов Приобского Лессового Плато [Sizikova, Zykina; 2015; Сизикова, Зыкина, 2015], что объясняется небольшой дистанцией переноса и, как следствие, меньшим по времени пребывании зерен в воздушной среде. Степень заматованности увеличивается от тулинского лесса к баганскому, что свидетельствует об усилении проявления эоловой обработки от МИС-4 к МИС-2. Это же согласуется с данными по гранулометрии. Этот тренд ранее отмечался и для верхнеплейстоценовых лессов, расположенных на Приобском Лессовом Плато [Sizikova, Zykina, 2015; Сизикова, Зыкина, 2015].

Полученные данные позволили определить генезис и восстановить палеогеографические условия, сопровождавшие процесс осадконакопления изученных отложений в позднем плейстоцене: лессовые слои разреза Усть-Пустынка образовались за счет субаэральных процессов в периоды похолодания климата, о чем свидетельствует наличие раковистого скола в морфологии зерен и кольцевая ориентировка минерального скелета. В период 70–10 т.л.н. отмечается усиление активности среды, выраженной в увеличении ветровой энергии и распределении среднего размера зерна. Больше количество песка в данном разрезе говорит о широком развитии местного переноса, что также

подтверждается следами речных текстур на поверхности зерен. Помимо восстановления палеосреды разреза Усть-Пустынка, полученные результаты позволяют составить представление об условиях, в которых существовало население Чагырской пещеры, поскольку выделенные слои являются аналогами пещерных горизонтов [Деревянко и др., 2013], содержащих артефакты остатки костей.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00371)

Список литературы

1. *Величко А.А., Тимирева С.Н.* Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лессов и погребенных почв // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М.: ИГ РАН, 2002. С. 170–185.

2. *Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф.* Пески и песчаные почвы. – М.: ГЕОС, 1999. – 252 с.

3. *Деревянко А.П., Маркин С.В., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С., Сизикова А.О., Солотчина Э.П., Смолянинова Л.Г., Антипов А.С.* Чагырская пещера – стоянка среднего палеолита Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии, 2013. № 1 (53). С. 1–27.

4. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 637 с.

5. *Сизикова А.О., Зыкина В.С., Овчинников И.Ю., Панов В.С.* Комплексное изучение горизонтов лессов верхнего плейстоцена разреза Белово. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2015. № 4. С. 17–30.

6. *Krinsley D.H., Doornkamp J.C.* Atlas of Quartz Sand Surface Texture. Cambridge: Cambridge University Press, 1973. 91 p.

7. *Sizikova A.O., Zykina V.S.* The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International, 2015. Vol. 365. P. 4–14.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРИХАНКАЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

LATE CENOZOIC DEPOSITS COMPOSITION AND PALEOGEOGRAPHY OF THE KHANKA LAKE DEPRESSION

Т.Н. Воскресенская

Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва
E-mail: kavosk@mail.ru

T.N. Voskresenskaya

Moscow State University, Geographical department, Russia

Изучение строения и литолого-минералогического состава новейших отложений Приханкайской депрессии, вскрытых разрезами и буровыми скважинами, позволило выделить основные этапы осадконакопления в позднем кайнозое и охарактеризовать их палеогеографические особенности. Значительная роль в строении выполняющих впадины кайнозойских осадочных толщ, с которыми, в частности, связаны бурогольные месторождения Приморья, принадлежит озерным осадкам [Баскакова, 1988]. К концу плиоцена большинство древних озер было спущено. Лишь в Ханкайской депрессии озерный водоем существует до настоящего времени.

История возникновения озера и его эволюция издавна привлекали внимание исследователей. Однако, не существует единого мнения о времени зарождения Пра-Ханки, о размерах и причинах его трансгрессий и регрессий, о кардинальных перестройках гидрографической сети, принадлежащей бассейну р. Амур.

Разрезы новейших отложений Приханкайской депрессии были изучены комплексом методов коллективом сотрудников Лаборатории новейших отложений [Муратова и др., 1981]. В данном сообщении основное внимание уделяется результатам изучения строения и литолого-минералогического состава отложений. Изучение вещественного состава осадков позволяет выделить основные этапы седиментации, установить источники сноса, реконструировать особенности ландшафтно-климатической и тектонической обстановки различных этапов осадконакопления, проследить изменение облика водоемов во времени.

Озеро Ханка – крупнейший пресноводный водоем, расположенный на юге Дальнего Востока. На западном берегу встречаются участки высокой абразионной террасы, восточное и южное побережья низменные, местами заболоченные. Современные донные осадки представлены, в основном, алевритами и песками. Озеро проточное, в него впадает несколько крупных рек, а вытекает р.Сунгач, принадлежащая бассейну р.Амур.

Приханкайская впадина приурочена к тектонической депрессии, расположенной между Сихотэ-Алинем и Восточно-Манчжурскими горами. Впадина имеет сложное блоковое строение и представляет собой сочетание грабенообразных погружений, разделенных выступами докайнозойских пород. В соответствии со сложным структурно-тектоническим планом, новейшие отложения, среди которых представлены и озерные фации, распределены неравномерно, достигая значительных мощностей в грабенообразных впадинах. В озерных осадках с наибольшей полнотой запечатлена летопись основных палеогеографических событий в бассейне озера.

Небольшие разрозненные водоемы в Ханкайской депрессии, вероятно, существовали уже в олигоцене. В миоцене в котловине располагалось обширное и глубокое озеро, осадки которого представлены мощной толщей переслаивающихся песков, реже – конгломератов, глинистых сланцев, туфогенных пород, диатомитов. Миоценовый возраст осадков установлен на основании изучения состава диатомовой флоры [Жузе, 1952].

О характере озера в плиоцене не существует единой точки зрения. Плиоценовые озерные осадки были обнаружены и изучены нами в разрезе скв.10, пробуренной на южном побережье оз. Ханка, в наиболее прогнутой части депрессии. Вскрытая мощность отложений более 35 м, залегают они в интервале глубин 54-92 м и перекрыты толщей позднеплейстоценовых коричневатых алевритов. Плиоценовые осадки представлены зеленовато-серыми алевритами, переслаивающимися с песками, хорошо сортированными, слоистыми, иногда заметно уплотненными. В составе тяжелой фракции господствуют устойчивые к выветриванию минералы. Содержание ильменита достигает 68%, суммарное содержание граната, циркона, турмалина -20%. Среди источников сноса большую роль играли коры выветривания. Наряду с терригенными минералами, в осадках присутствуют аутигенные пирит и сидерит, типичные для субаквальных обстановок осадконакопления. Комплекс диатомей фиксирует завершающую стадию в развитии глубокого и обширного водоема, возникшего еще в миоцене [Алешинская, Воскресенская, 1978].

Рубеж плиоцена и плейстоцена на территории Приханкайской депрессии ознаменовался существенными изменениями палеогеографических условий. Произошло сокращение площади озера, обусловленное как оживлением тектонических подвижек, так и похолоданием климата. Изменился характер выветривания пород, снизилась интенсивность их химического преобразования, красноцветные окраски сменились буроватыми. Вероятно, единого водоема не было, однако существовало множество изолированных, иногда эфемерных, озерных бассейнов. Палеогидрологическая обстановка существенно изменилась, речные долины выдвигались в пределы бывшей акватории озера. В прибортовых частях котловины оживились эрозионные процессы, что в условиях широкого развития кор выветривания привело к массовым перемещениям материала. С переотложением кор выветривания связано накопление отложений, принимающих участие в строении высокого 100-метрового аккумулятивного уровня.

В раннем и среднем плейстоцене в Приханкайской депрессии озерное осадконакопление имело место лишь в небольших разрозненных водоемах. Ведущую роль играли процессы аллювиального седиментогенеза. В котловине происходило дальнейшее развитие и трансформация речной сети. Особенности развития котловины в плейстоцене освещены в работах дальневосточных исследователей [Короткий, 1989; Павлюткин, 2002].

Следующий за продолжительным перерывом этап высокого стояния уровня озера в Приханкайской депрессии имел место в позднем плейстоцене. Во время позднеплейстоценовой трансгрессии уровень озера достиг современного и даже несколько превысил его. Отложениями позднего плейстоцена, представленными коричневатыми алевритами с подчиненными прослоями песков, сложена озерная терраса оз. Ханка с относительной высотой 15–20 м, две низкие надпойменные террасы в долинах основных рек. Залегают позднеплейстоценовые озерные осадки на неровной поверхности подстилающих пород, перекрывая их плащом

различной мощности. Максимальные мощности осадков наблюдаются в случаях выполнения погребенных речных долин, выработанных в предшествующую эпоху врезания. Нами были изучены отложения позднего плейстоцена, вскрытые скважинами, пробуренными на озерной террасе вблизи устья р. Илистой (Лефу). Абсолютный возраст отложений в интервалах глубин от 7 до 19 м по данным радиоуглеродного анализа составляет от 26.200±100 (МГУ-458) до 37.500±500 (МГУ-407). Основные этапы развития озера и окружающих ландшафтов охарактеризованы в разрезе скв. 27, где вскрытая мощность осадков достигает 88 м. В общих чертах в разрезе можно выделить отложения двух крупных эпох потеплений климата, которые мы условно сопоставляем с казанцевским (глубины 55–80 м) и каргинским (глубины 20–45 м) межледниковьями Сибири, и двух эпох похолоданий, совпадавших по времени с зырянским (глубины 45–55 м) и сартанским (глубины 4–20 м) оледенениями.

Позднеплейстоценовые осадки представлены переслаивающимися озерными, аллювиальными, дельтовыми, болотными фациями. В минералогических спектрах появляются недезинтегрированные обломки пород (до 21%), возрастает содержание эпидота (до 16%), роговой обманки (до 8%). В верхних горизонтах толщи отмечается появление гиперстена, не отмеченного в подстилающих осадках и связанного с размывом плиоценовых базальтов. Можно сделать вывод о перестройках в областях сноса, вызванных тектоническими подвижками. Изменился и характер бассейна седиментации. На приозерной равнине широкое развитие получили болота.

Таким образом, в позднем плейстоцене в условиях высокого положения уровня озера и относительного прогибания озерной ванны была сформирована мощная почти 90-метровая толща осадков. Палеогеографические условия различных этапов осадконакопления не оставались неизменными. Колебания уровня озера приводили к неоднократной смене трансгрессивных и регрессивных фаз.

На протяжении большей части голоцена озеро Ханка пребывало в состоянии регрессии, начавшейся еще в аллереде [Короткий, 1989]. Резкое падение уровня (на 6–8 м) вызвало сокращение площади озера. Перерыв в осадконакоплении зафиксирован в колонках донных осадков даже в центральной части акватории. Вслед за отступающим озером на приозерную равнину выдвигались речные дельты. В то же время в верховьях речных долин активизировались процессы врезания, в сферу размыва включались свежие горные породы, в том числе базальты. Так, в бассейне р. Илистой в осадках позднеголоценовой террасы (абс. возраст 2600±2400 л.н.) отмечаются минералогические спектры, в которых гиперстен составляет в среднем 44% (максимально 52%), обломки пород 37%, в небольших количествах (до 5%) присутствует вулканическое стекло.

С подъемом уровня озера в позднем голоцене связано накопление отложений, слагающих низкую (0.5–1.0 м) озерную террасу. Терраса заболочена, во время паводков она затапливается, при этом площадь озера существенно возрастает. Считается, что озеро Ханка в современных границах существует около трех тысяч лет [Микишин и др., 2005]. На протяжении двух тысяч лет озеро испытывало не менее трех кратковременных колебаний уровня с тенденцией к снижению. Однако, в самое последнее время отмечается направленное повышение уровня озера, что оказывает неблагоприятное воздействие на сложившиеся прибрежные экосистемы.

Список литературы

1. *Алешинская З.В., Воскресенская Т.Н.* О плиоценовом водоеме Пра-Ханка // Доклады АН СССР. 1978. Т. 240. № 6. С. 1398–1400.

2. *Баскакова Л.А.* Палеогеновые и неогеновые озера Дальнего Востока // История озер позднего мезозоя и кайнозоя. Л.: Наука, 1988.

3. *Жузе А.П.* К истории диатомовой флоры озера Ханка // Труды Ин-та географии АН СССР. 1952. Вып. 51. С. 226–252.

4. *Микишин Ю.А., Попов А.И.* и др. Палеогеография озера Ханка в позднем голоцене // Материалы Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, 2005. С. 264–266.

5. *Муратова М.В., Воскресенская Т.Н., Алешинская З.В и др.* Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Приханкайской депрессии / Под редакцией П.А.Каплина. М.: Изд-во МГУ, 1981. Деп. ВИНИТИ. 160 с.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КРИОПУСТЫНИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ | LATE QUARTERNARY CRYODESERTS OF CENTRAL YAKUTIA

А.А. Галанин

Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, Якутск, Россия
agalanin@gmail.com

A.A. Galanin

Melnikov permafrost institute SB RAS, Yakutsk, Russia

Уже на протяжении более ста лет дискутируется происхождение позднечетвертичных тонкодисперсных отложений, широко распространенных на равнинах Центральной Якутии, имеющих субгоризонтальную, реже перекрестную слоистость и залегающих плащеобразно на различных гипсометрических уровнях. Отложения можно разделить на два основных типа. К первому относятся высокольдистые (до 50% и более) лессовидные суглинки (едома) с большим содержанием массивных сингенетических полигонально-жильных льдов (ПЖЛ), тонкодисперсной преимущественно корневой органики и ископаемых остатков мамонтовой фауны. Ко второму типу относятся хорошо отвеянные субгоризонтальные и перекрестно-слоистые пески и супеси с крайне низким (<5%) содержанием льда, включающие вертикальные песчаные клинья, тонкие шлиры охр, охристо-карбонатные и железомарганцевые внутрипочвенные конкреции и другие признаки.

Полностью идентичные фации песчаные и супесчаные образования, крайне широко распространенные в бассейне р. Печоры, Большеземельской тундре и других регионах Субарктики, считавшиеся морскими и водно-ледниковыми, были интерпретированы как эоловые [Астахов, Свенсен, 2011]. Эоловые фации супесчаных отложений обладают широким набором признаков (специфический гранулометрический состав, седиментационная и криогенная текстура, взаимоотношение с вмещающим рельефом, инволюционные микродеформации, вторичные минеральные образования, распределение углерода и растительных остатков и др.) позволяющие их четко отличать от других типов тонкодисперсных покровных образований. Условия залегания, абсолютные датировки [Колпаков, 1983; Waters et al., 1999; Галанин и др., 2016] и сходный состав ископаемой фауны отчетливо свидетельствуют о синхронном и широкомасштабном формировании эоловых отложений разнообразного фациального состава на протяжении среднего и позднего неоплейстоцена.

Кроме собственно аккумулятивных эоловых фаций практически неисследованными в регионе остается множество других типов эоловых образований. К ним относятся выдержанные платы ветрогранников и фасеточных галек [Колпаков. 1983], залегающих внутри некоторых свит и на некоторых экспонируемых формах ископаемого эолового рельефа. Поля ветрогранников – свидетели пустынь каменистого типа – широко распространены в пределах Лено-Вилюйского водораздела, а также на участках дефляции морен Верхоянских ледников (жиганская морена). По данным В.В. Колпакова [1983] в пределах рельефа и четвертичных отложений Приленской Якутии выделяется как минимум 3 эпохи мощной дефляции – ранне-, средне- (самаровская) и позднеплейстоценовая (сартанская).

Практические не освещено в литературе строение элементов дефляционного (котловины выдувания с ископаемыми знаками эоловой ряби) и корразионно-дефляционного (грибовидные скальные останцы, столбы, дефляционные арки и др.) рельефа. Корразионные формы широко распространены в пределах низкогорного обрамления Верхоянского хребта, в хребте Кисиллях, на Оленекском дефляционно-денудационном плато и др. Они свидетельствует о господстве дефляции и распространении скалистых пустынь на протяжении весьма длительного времени.

Высокое разнообразие и повсеместное распространение эоловых отложений и рельефа требует существенного пересмотра позднечетвертичной истории Центральной Якутии. Следует признать, что в рамках господствовавшей длительное время флювиальной парадигмы роль эолового морфолитогенеза чрезмерно элиминировалась, несмотря на

периодически публикуемые фактические данные [Кузнецов, 1927; Невяжский, 1960; Медянцев, 1962; Томирдиаро, 1972; Колпаков, 1983; Waters et al., 1999]. На протяжении более полувека официальная парадигма [Карта..., 1959; Карта..., 1982] связывала позднечетвертичную историю Центральной Якутии с господством ледниковых, аллювиальных и озерно-болотных обстановок осадконакопления, что само по себе противоречит ксерофитному облику палеонтологических комплексов, содержащихся в этих осадках.

Следует также признать, что сложившаяся к настоящему времени отечественная «научная школа» фациального и криофациального анализа, а также соответствующая ей методическая литература, в большинстве случаев, не способны идентифицировать ни в разрезах, ни в экспонируемой морфоскульптуре элементарные типы эоловых образований. Так перекрестные пески и супеси, слагающие обширные поля закрепленных копьевидных дюн бестяхской и тюнгулинской «террас» на правобережье р. Лены принимаются за специфический аллювий катастрофических серджей, формировавшихся в результате прорыва подпрудных бассейнов Верхоянских ледников [Спектор и др., 2008; 2015]. Покровные нивейно-эоловые пески и супеси относятся большинством геологов и мерзлотоведов к озерным отложениям, а ледово-лессовые образования с массивными ПЖЛ по распространенному мнению формировались в условиях подпрудных озерно-ледниковых палеобассейнов [Алексеев и др., 1990; Гравис, 1997; Спектор и др., 2015 и др.].

Вместе с тем, в последнее десятилетие появляется все больше публикаций, свидетельствующих о кардинальном пересмотре некоторыми исследователями своих представлений о генезисе позднеплейстоценовых покровных отложений в пределах Европейского севера, Западно-Сибирской низменности и других регионов [Величко, Тимирева, 2005; Астахов, Свенсен, 2011 и др.]. Например, А.А. Величко и С.Н. Тимирева [2005] пришли к выводу, что Вся западная Сибирь в конце позднего плейстоцена представляла собой обширную песчаную пустыню с полным набором эоловой морфоскульптуры и отложений.

О смене официальной парадигмы указывает и то, что на новой Карте четвертичных отложений России [Карта..., 2014] произошли кардинальные изменения. Доминировавшие в Центральной Якутии на предыдущих картах ареалы аллювиальных и озерно-аллювиальных фаций практически полностью исчезают. На их месте обширные пространства междуречий заняты лессово-ледовым комплексом (едомой) который, входящим в набор эоловых фаций. Кроме того, на новой карте впервые появляется новый генетический тип – дюнные эоловые отложения – тукуланы. Эоловый генезис присвоен верхней пачке супесчаных образований высоких террас правобережья р. Лены (бестяхской и табагинской).

Господствовавшая на протяжении более полувека флювиальная парадигма оказала определяющее влияние на все взаимосвязанные с ней производные гипотезы. Так официальная геокриологическая концепция формирования едомы и ПЖЛ связывает их формирование с «непрерывно поемным режимом осадконакопления в семи-гумидных условиях» [Алексеев, 1961; Строение..., 1979; Геокриология..., 1989]. Более того, даже термин ледово-лессовые отложения, в неявной форме указывающий на ветровой перенос, в рамках флювиальной теории был заменен сочетанием «льдистые суглинки» и «ледовый комплекс».

Производной третьего порядка стала «термокарстовая гипотеза» формирования аласных котловин и таберальных отложений в результате катастрофической деградации едомы (ледового-комплекса) во время бореального оптимума голоцена [Геокриология..., 1989; Строение.., 1979; Каплина, Ложкин, 1979]. В действительности многие крупные замкнутые аласные котловины превышают 10 км ширины и 50 м глубины, что несопоставимо со средними мощностями (10–15 м) гипотетически вытаявшего «ледового комплекса». Более того, максимальный возраст установленных в них озерных отложений составляет 11–12 тыс. л. [Строение..., 1979; Каплина, Ложкин, 1979], что указывает на более древний возраст котловин, а также отсутствие связи с бореальным оптимумом голоцена.

Еще более неоспоримыми признаками дефляционного происхождения многих аласных котловин является их вытянутая форма и согласованная северо-западная ориентировка, которую некоторые исследователи пытались связывать с направлениями гипотетических водно-ледниковых потоков или тектоническими движениями. Другими явными признаками являются сильное засоление и ожелезнение подстилающих отложений [Строение..., 1979], сингенетические вертикальные песчаные жилы, ветрогранники и криотурбации, свидетельствующие о формировании этих форм в субаэральных условиях сезонно подтапливаемых и усыхающих водоемов, отложения которых систематически выдувались за пределы котловин. Действительно, днища крупных аласных котловин идеально плоские и не несут никаких признаков инверсионного (байджарахового) микрорельефа, который бы, несомненно, сохранился со времени голоценового оптимума. Более того, в некоторых котловинах имеются хорошо выраженные синге-

нетические знаки трансверсивной эоловой ряби, реже комплексы закрепленных полисинтетических барханов, сохранившихся с позднего плейстоцена.

Высказанные выше соображения и общее состояние исследований по рассмотренному вопросу приводит к мысли о необходимости создания специальной Научной комиссии и периодических Рабочих совещаний по изучению эоловых отложений высоких широт.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ-РС(Я) № 15-45-05129 и РФФИ № 17-05-00954.

Список литературы

1. *Алексеев М.Н.* Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения реки Лены. М.: Изд-во АН СССР. Труды Геологического института, 1961. Вып. 51. 120 с.

2. *Астахов В.И., Й.И. Свенсен.* Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России. // Региональная геология и металлогения, 2011. № 47. С. 12–27.

3. *Величко А.А., Тимирева С.Н.* Западная Сибирь – великая позднеледниковая пустыня // Природа, 2005. № 5. С. 54–62.

4. *Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Лыткин В.М.* Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа. № 11. 2016. С. 44–55.

5. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э. Д. Ершова. М.: Наука, 1989. 414 с.

6. *Гравис Г.Ф.* Роль флювиальных процессов в развитии пород ледового комплекса // Криосфера Земли, 1997. Т. 1. № 2. С. 56–59.

7. *Каплина Т.Н., Ложкин А.В.* Возраст аласных отложений Приморской низменности Якутии // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1979. № 2. С. 69–76.

8. Карта четвертичных образований территории Российской федерации. Масштаб 1:2 500 000. Москва: ВСЕГИИ, 2014. http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500/

9. Карта четвертичных отложений СССР / Ред. Г.С.Ганешин. Министерство геологии СССР, ФГУП «ВСЕГЕИ», 1959 г.

10. Карта четвертичных отложений СССР // Географический атлас для учителей средней школы' Ответственный редактор атласа Л. Н. Колосова. Четвертое издание. Москва: Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1982. Масштаб 1:16 000 000.

11. *Колпаков В.В.* Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. АН СССР. М.: Наука, 1983. № 52. С. 123–131.

12. *Кузнецов С.С.* Барханная область в Якутском крае. Природа, 1927. № 10. С.785-790.

13. *Медянцев А.И.* Ветрогранники в четвертичных отложениях в низовьях реки Лены // Бюлл. комиссии. по изучению четвертичного периода АН СССР, 1962. № 27. С. 14–151.

14. *Невяжский И.И., Биджиев Р.А.* Эоловые формы рельефа Центральной Якутии. // Известия АН СССР, серия географическая, 1960. №3. С. 90–95.

15. *Спектор В.В., Спектор В.Б., Бакулина Н.Т., Парфенов М.И.* Роль ледников в преобразовании рельефа Лено-Амгинской равнины в плейстоцене и голоцене // Наука и образование. 2015. № 1(77). С. 42–49.

16. *Спектор В.В., Бакулина Н.Т., Спектор В.Б.* Рельеф и возраст аллювиального покрова долины р. Лены на «Якутском разбое» // Геоморфология, 2008. №1. С. 87–94.

17. *Томирдиаро С.В.* Вечная мерзлота и освоение горных стран и низменностей. На примере Магаданской области и Якутской АССР. Магадан, 1972. 174 с.

18. *Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M.* Late quarternary geology and geochronology of Diring an early paleolitic site in Central Siberia // Quarternary Research, 1999. № 51. P. 195–211.

РЕКОНСТРУКЦИЯ АКТИВНОСТИ СЕЛЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ОСНОВЕ РАДИОИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОРРЕЛЯТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ГОРНЫХ ДОЛИНАХ ХИБИНАХ

RECONSTRUCTION OF DEBRIS FLOW ACTIVITY IN KHIBINY MOUNTAINS VALLEYS BASED ON RADIOISOTOPIC TECHNIQUES

Е.В. Гаранкина, В.Р. Беляев, Ю.Р. Беляев, Е.С. Гарова, А.Л. Гуринов, М.М. Иванов, Е.Д. Туляков, Ф.А. Романенко, А.А. Халяпин

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
evgarankina@gmail.com

E.V. Garankina, V.R. Belyaev, Y.R. Belyaev, E.S. Garova, A.L. Gurinov, M.M. Ivanov, E.D. Tulyakov, F.A. Romanenko, A.A. Khalyapin

Moscow State University, Russia

Водоснежные потоки (ВСП) – специфическая разновидность селевых явлений, впервые выделенная именно в Хибинах [Сапунов, 1991]. Согласно В.Ф. Перову, это один из типов параселевых потоков. Генетическая классификация селевых явлений относит их к снеговым селям [Перов, 2012]. Длительными исследованиями НИЛ снежных лавин и селей в 1970–90х гг. в Хибинах [Водоснежные…, 2001] установлены их основные генетические особенности: возникновение только весной в период бурного снеготаяния или выпадения обильных жидких осадков при большом количестве снега в руслах водотоков, при прорыве снежных плотин, образованных лавинами; высокая насыщенность снежной массы водой (20–70%) и относительно низкая – обломочным материалом (до 12%). Активность проявлений в прошлом, взаимодействие с флювиальными процессами, пораженность различных бассейнов и опасность проявлений в зависимости от сочетания геолого-геоморфологических и климатических условий остаются недостаточно исследованными.Катастрофические проявления ВСП могут представлять угрозу для горнодобывающей, транспортной и туристической инфраструктуры и жизни людей [Беляев и др., 2015].

В 2015–2016 гг. проведены полевые исследования в нескольких малых долинах Хибин с выделением морфолитодинамических зон, характерных для участков формирования, транзита и разгрузки ВСП. На основе сопоставления результатов полевых исследований с данными дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) построены морфолитодинамические схемы трех исследованных горных долин – Гакмана в центральной части массива, Северного Лявойока и Маннепахкуая в северной. Основными целями исследования являются реконструкция активности ВСП в различных масштабах времени, а также оценка их влияния на геоморфологическое строение, флювиальные процессы и баланс наносов малых горных долин. Для определения дальности перемещения рыхлого материала экзогенными процессами и выявления источников сноса в бассейнах Гакмана и Северного Лявойока на разных геоморфологических позициях были отобраны образцы рыхлых отложений и скальных пород для анализа содержания Тория-232 (^{232}Th). В долине Маннепахкуая выполнена геоморфологическая съемка, выделены и охарактеризованы различные морфолитодинамические зоны ВСП и отобраны пробы на радиоуглеродное датирование из оторфованных горизонтов, разделяющих разновозрастные толщи отложений ВСП в залесенной части долины ниже современной зоны разгрузки.

Выполненные исследования в бассейнах трех малых горных рек Хибинского массива показали возможность обоснованного определения основных источников формирования обломочной составляющей ВСП и оценки дальности транзита в долинах различных порядков на основе интеграции данных геоморфологического картографирования, изучения содержания в коренных породах и рыхлых отложениях долгоживущего естественного литогенного радионуклида ^{232}Th, гранулометрического и минералогического анализа. Преимущества использования ^{232}Th в качестве трассера при решении морфолитодинамических задач обусловлено, с одной стороны, его естественным происхождением и относительно широкой распространенностью, а, с другой – существенными вариациями его содержания в породообразующих минералах и горных

породах Хибинского щелочного массива [Смыслов, 1974].

Использование комплекса независимых методов позволило изучить вклад основных источников рыхлого материала в формирование обломочной составляющей ВСП и уточнить особенности взаимодействия ВСП и флювиальных процессов в морфолитогенезе исследованных малых долин. Показано, что ВСП оказывают наиболее значительное влияние на морфологию и динамику днищ многих долин низких порядков. Местами они почти полностью парализуют развитие собственно флювиальных процессов. В промежутках между сходами ВСП флювиальные процессы в транзитно-аккумулятивных и аккумулятивных зонах малых долин практически полностью лимитированы переработкой грубообломочных отложений предыдущего ВСП. Степень восстановления нормального флювиального рельефа в конкретной долине может служить одним из косвенных показателей давности и мощности последнего экстремального явления.

Полученные первые ^{14}C датировки прослоев органики, разделяющих разновозрастные толщи отложений ВСП в зоне торможения потоков в долине руч. Маннепахкуай позволяют предположить, что частота схода наиболее крупных катастрофических ВСП, конусы выноса которых проникают глубоко в пределы лесной зоны, составляет здесь около 500 лет. О близком масштабе возраста последних зафиксированных в современном рельефе крупнейших ВСП в долине Гакмана говорит наличие на залесенной селевой террасе его старого русла в нижнем течении (современное русло на этом участке искусственно канализированно и отведено в противоположном направлении для защиты транспортной инфраструктуры рудников Расвумчоррского и Центрального) довольно мощной текстурно-дифференцированной почвы (общая мощность почвенного профиля >70 см, мощность горизонта A_t – 30–35 см), которая развивалась не менее нескольких сотен лет.

Список литературы

1. *Беляев Ю.Р., Бредихин А.В., Лукашов А.А.* Эколого-геоморфологическая безопасность проектируемых промышленных автодорог в Хибинах // Геориск. 2015. № 2.
2. Водоснежные потоки Хибин / Под ред. А.Н. Божинского, С.М. Мягкова. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2001.
3. *Перов В.Ф.* Селеведение. Учебное пособие. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2012.
4. *Сапунов В.Н.* Водоснежные потоки в Хибинах // Материалы гляциологических исследований. 1991. Вып. 71.
5. *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974.

СТОК ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭРОЗИИ ВОДОСБОРОВ ГУБ ЧУПА, МЕДВЕЖЬЯ, КЕРЕТЬ И ЛЕТНЯЯ КАРЕЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

FLOW SUSPENDED MATTER AND SPEED OF EROSION CATCHMENT BAYS CHUPA, MEDVESCHAY, KERET, LETNYAYA OF KARELIAN COAST

М.В. Герасимова, М.В. Митяев

Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия
gerasimova@mmbi.info

M.V. Gerasimova, M.V. Mityaev

Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk, Russia

Пресный сток

Объем пресного стока в устьевую часть губы Чупа изменяется от 12 до 36 млн $м^3 \cdot г.^{-1}$, что составляет 2–3% объема морских вод в данной части губы. В губу Медвежья поступает 3–12.5 млн $м^3 \cdot г.^{-1}$ пресных вод, объем пресного стока составляет 6–11% от объема морских вод. В губе Кереть прес-

ный сток в среднем 940±50 млн $м^3 \cdot г.^{-1}$, что в 50 раз больше емкости губы. В сутки в губу в среднем поступает одинаковое количество пресных и морских вод. В губе Летняя годовой пресный сток на порядок больше емкости губы. С приливом в губу поступает в два раза больше морских вод, чем пресных.

Во всех водотоках в зимнюю межень расход воды (Q) минимальный и не превышает 8% годового стока, а также нет четко выраженного осеннего паводка, что характерно для речных систем Белого моря [Система…, 2010].

В среднем в весенний паводок Q – 40±2%, в летнюю межень – 23±1% годового стока. В крупных и малых ручьях в весенний паводок Q – 47±2%, в летнюю межень – 17±0.5%. В ручьях среднего размера и реках в весенний паводок Q – 36±1.5%, в летнюю межень – 26±2.5%. В осенний паводок Q не зависит от масштабов водотоков и составляет 33±1%.

Детальное изучение расхода воды в 2005–16 гг. выявило следующие закономерности:

– речной сток не превышает 2.5 $км^3$ в год, ручьевой – 45 млн $м^3 \cdot г.^{-1}$.

– в зимнюю межень Q не превышает 8% годового стока.

– в летний период года суммарный Q в среднем составляет ¼ годового стока.

Концентрация взвешенного вещества в водотоках

Концентрация ВВ в период 200–-2016 гг. изменялась от 0.12 до 46.82 мг/л, в среднем составляя 3.4±0.99 мг/л (n = 332 в 12 водотоках). Среднегодовые концентрации ВВ напрямую зависят от концентрации ВВ в ручьях (r = 0.997) и не зависят от концентрации ВВ в реках.

Зимой, летом и осенью среднесезонные концентрации ВВ достоверно не отличаются между собой. Ранговый коэффициент корреляции (r) между концентрацией ВВ и суточным Q отрицательный – –0.338±0.081 (число степеней свободы (k) 149, уровень значимости (ρ) 0.01, критический коэффициент корреляции ($r_{кр}$) 0.21).

В течение 2005–11 гг. наблюдалось увеличение среднегодовых концентраций ВВ, а в 2009–2010 гг. регистрировались максимально высокие среднегодовые концентраций ВВ. В 2012–13 гг. среднегодовые концентрации ВВ снизились, а в 2014–2015 гг. вновь увеличились.

Таким образом, по результатам изучения концентраций ВВ в замыкающих створах водотоков Карельского побережья установлено (независимо от сезона года, при ρ = 0.01):

– в крупных ручьях вероятность обнаружения концентрации ВВ 5–20 мг/л – 0.667;

– в малых и средних ручьях вероятность обнаружения концентрации ВВ 0.4–5.5 мг/л – 0.648–0.943;

– в реках Кереть, Летняя вероятность обнаружения концентрации ВВ 1.5–3.0 мг/л – 0.724.

Таким образом, водотоки Карельского побережья по мутности относятся к чистым [Митяев, Герасимова, 2010], так как концентрации ВВ в них на порядок ниже, чем в крупных и великих реках Сибири [Гордеев, 2012; Шевченко и др., 1996], и на порядок выше чем в ультрачистых водотоках Мурманского побережья [Митяев и др., 2005; Митяев, 2014].

Вынос взвешенного вещества

Основное влияние на количество выносимого водотоками ВВ оказывает Q ($r_{сут}$ 0.816±0.07 и $r_{год}$ 0.834±0.06). В год исследованные ручьи в среднем выносят 245±32 тонн ВВ. В это же время р. Кереть – 3050±690 $т \cdot г.^{-1}$ ВВ, р. Летняя – 130±10 $т \cdot г.^{-1}$.

В весеннее половодье и осенний паводок происходит сток $^3/_4$ годового объема ВВ. В летнюю межень сток ВВ не превышает 20%, минимальный сток ВВ происходит зимой.

Для водотоков района характерны следующие закономерности стока ВВ:

– во всех водотоках весной выносится более 40% от годового стока ВВ;

– минимальный сток ВВ происходит с середины ноября по конец апреля.

Полученные данные являются объективным показателем модуля твердого стока с водосборных пространств [Гордеев, 2012]. Средний модуль стока ВВ с водосборов Карельского побережья в среднем составляет 1.99±0.38 $т \cdot км^{-2} \cdot г.^{-1}$ (n = 217). На водосборах рек Кереть и Летняя модуль стока ВВ в среднем 1.29±0.17 $т \cdot км^{-2} \cdot г.^{-1}$, крупных ручьев – 6.25±0.97 $т \cdot км^{-2} \cdot г.^{-1}$, средних ручьев – 0.53± ±0.06 $т \cdot км^{-2} \cdot г.^{-1}$, малых – 0.05±0.01 $т \cdot км^{-2} \cdot г.^{-1}$. Таким образом, наблюдается увеличение модуля стока ВВ с увеличением морфометрических характеристик ручьев примерно на порядок (1:10:100), а модуль стока ВВ рек Кереть и Летняя сопоставим с модулем стока ВВ внутренних водотоков Мурманского побережья [Митяев, 2014].

Исходя из полученных данных, скорость смыва с водосборов Карельского побережья, в среднем составляла 1.1±0.17 $мкм \cdot г.^{-1}$. Максимальная скорость эрозии наблюдается на водосборах крупных ручьев (1–12 $мкм \cdot г.^{-1}$), минимальная у малых и временных ручьев (менее 0.1 $мкм \cdot г.^{-1}$). Скорость эрозии водосборов рек Кереть и Летняя – 0.86±0.12 $мкм \cdot г.^{-1}$, еще

медленнее эродируются водосборы ручьев среднего масштаба – 0.35±0.03 мкм·г.$^{-1}$.

В изменении среднегодовой скорости эрозии водосборных пространств выявляется одна закономерность, каждые три года фиксируются максимально высокие скорости эрозии, достоверно отличающиеся от соседних годов. Высокие скорости эрозии наблюдались в 2006, 2009, 2012 и 2015 гг. В 2013–15 гг. наблюдалось постепенное усиление эрозионных процессов на водосборах, в 2016 г. зафиксировано снижение скорости эрозии.

Таким образом, модуль стока ВВ во всех водотоках не превышает 10 т·км$^{-2}$·г.$^{-1}$, в среднем составляя 2 т·км$^{-2}$·г.$^{-1}$, а скорость эрозии водосборов не превышает 12 мкм·г.$^{-1}$, в среднем чуть более 1 мкм·г.$^{-1}$.

По имеющимся данным можно оценить сток ВВ всех ручьев района в 500 т·г.$^{-1}$, а рек в 6500 т·г.$^{-1}$, что дает основание предположить, что с одного погонного километра береговой линии в этой части кандалакшского залива в год в среднем поставляется 120–150 тонн осадочного вещества.

Список литературы

1. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река-море. М.: Изд. И.П. Матушкина И.И., 2012. 452 с.

2. *Митяев М.В., Герасимова М.В., Дружков Н.В.* Перенос взвешенного вещества в водотоках Мурманского побережья // Водные ресурсы. 2005. Т. 32, № 3. С. 301–306.

3. *Митяев М.В., Герасимова М.В.* Современные экзогенные процессы. Карельский берег Кандалакшского залива Белого моря. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2010. 102 с.

4. *Митяев М.В.* Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.

5. Система Белого моря (природная среда водосбора Белого моря). Т. I. М.: Научный мир, 2010. 480 с.

6. *Шевченко В.П., Северина О.В., Майорова Н.Г* и др. Количественное распределение и состав взвеси в эстуариях Оби и Енисея // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. № 3. С. 81–86.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ДИКООБРАЗА (*HYSTRIX* SP.) И КАБАНА (*SUS SCROFA*) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

THE FIRST FINDING OF PORCUPINE (*HYSTRIX* SP.) AND WILD BOAR (*SUS SCROFA*) IN THE LATE PLEISTOCENE OF SOUTHERN URALS

Д.О. Гимранов, П.А. Косинцев

Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
djulfa250@rambler.ru

D.O. Gimranov, P.A. Kosintsev

Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch, Russian Academy of Sciences,
Yekaterinburg, Russia

На данный момент остатки дикобраза обнаружены в нескольких пещерах Среднего Урала, все они имеют запредельный радиоуглеродный возраст [Kuzmin et al., 2017]. На Южном Урале местонахождений с костями дикобраза не зарегистрировано. Не смотря на то, что кабан в настоящее время является широко распространенным животным на территории северной Евразии, достоверных свидетельств обитания его в плейстоцене на Урале нет.

В 2015 году при раскопках входной части пещеры Иманай [Гимранов и др., 2016], обнаружены многочисленные остатки крупных позвоночных животных. Среди них присутствуют кости, как

голоценовой, так и плейстоценовой сохранности. Среди костей голоценового возраста доминируют кости зайца (131 экз.) и барсука (431 экз.). Остатки плейстоценовой сохранности принадлежат таким видам, как сурок (119 экз.), бурый медведь (44 экз.), шерстистый носорог (18 экз.), мамонт (2 экз.), лисица (2 экз.), росомаха (1 экз.), барсук (6 экз.), лошадь (13 экз.), северный (4 экз.) и благородный (4 экз.) олени, а также бизон (5 экз.). Об обнаружении в этой пещере костей барсука, принадлежащим разным видам, мы упоминали ранее [Гимранов, Сатаев, 2010]. Стоит отметить, что фауна входной части отличается от фауны из дальней части пещеры, где преобладают кости малого пещерного медведя и гигантского льва [Сотникова, Гимранов, 2017]. Во входной части пещеры были обнаружены кости птиц в количестве 37 экземпляров. Все они имеют голоценовую сохранность. 20 костей определено до вида, преобладают кости глухаря. На многих костях наблюдаются покусы хищником. Мы полагаем, что накопление костных остатков животных, как в позднем плейстоцене, так и в голоцене происходило в результате жизнедеятельности наземных хищных млекопитающих и в результате естественной гибели животных.

В одном слое, вместе с плейстоценовыми видами, были найдены 5 костей дикобраза и 1 зуб кабана. Также найдено несколько плейстоценовых костей с погрызами, характерными для дикобраза. Ранее остатки дикобраза были зарегистрированы в нескольких пещерах Среднего Урала. Это животное обнаружено в составе позднеплейстоценовой фауны пещеры Махневская Ледяная [Baryshnikov, 2003] и пещеры Виашер [Фадеева, 2010]. По имеющимся у нас костным остаткам дикобраза, давать таксономическую характеристику затруднительно. Обнаружение костей этого животного в позднеплейстоценовом фаунистическом комплексе пещеры Иманай является первым свидетельством обитания дикобраза на Южном Урале в прошлом. Отдельного внимания заслуживает находка кабана, которая представлена одним зубом, сохранность которого, на наш взгляд, аналогична таковой у костей плейстоценовых видов. Интерес к этой находке обусловлен тем, что костные остатки кабана из плейстоцена Урала не известны. За исключением дикобраза и кабана, все остальные виды, отнесенные к плейстоценовому типу сохранности, являются достаточно обычными для позднеплейстоценовых фаун Южного Урала [Kosintsev, Bachura, 2010].

Список литературы

1. *Гимранов Д.О., Котов В.Г., Румянцев М.М., Яковлев А.Г., Сотникова М.В., Нурмухаметов И.М., Сатаев Р.М., Косинцев П.А.* Пещера Иманай – новое палеонтологическое и археологическое местонахождение на Южном Урале // Проблемы и перспективы палеонтологических исследований. Материалы LXII сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 231–233.

2. *Гимранов Д.О., Сатаев Р.М.* Современное нахождение остатков Европейского *Meles meles* L. и азиатского *Meles anakuma* Temm. Барсуков в пещере Барсучья Нора (Южный Урал) // Целостность вида у млекопитающих (изолирующие барьеры и гибридизация). Материалы конференции. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. С. 30.

3. *Сотникова М.В., Гимранов Д.О.* О находках гигантских львов в мустьерских слоях (поздний плейстоцен) пещеры Иманай (Южный Урал) // Интегративная палеонтология: перспективы развития для геологических целей. Материалы LXIII сессии Палеонтологического общества при РАН. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. С. 207–208.

4. *Фадеева Т.В., Косинцев П.А., Ридуш Б.Т.* Позднеплейстоценовое местонахождение фауны в Кизеловской (Виашерской) пещере: палеонтологические аспекты // Пещеры, 2010. Вып. 33. С. 96–110.

5. *Baryshnikov G.F.* Pleistocene small porcupine from the Ural Mountains, Russia, with note on taxonomy of Hystrix vinogradovi (Rodentia, Hystricidae) // Russian J. Theriol. 2003. Vol. 2. N 1. P. 43–47.

6. *Kosintsev P.A., Bachura O.P.* Late Pleistocene and Holocene mammal fauna of the Southern Urals // Quaternary International. 2013. Vol. 284. P. 161–170.

7. *Kuzmin Y.V., Kosintsev P.A., Vasiliev S.K., Fadeeva T.V., Hodgins G.W.L.* The northernmost and latest occurrence of the fossil porcupine (Hystrix brachyura vinogradovi Argyropulo, 1941) in the Altai Mountains in the Late Pleistocene (ca. 32,000–41,000 cal BP) // Quaternary Science Reviews. 2017. V. 161. P. 117–122.

КЕРН И КОЛОНКИ ОСАДКОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНЫХ МОРЕЙ РОССИИ, КАК МАТЕРИАЛЬНЫЙ НОСИТЕЛЬ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА РЕГИОНА

CORE AND SEDIMENTS COLUMNS OF QUATERNARY DEPOSITS OF SOUTH SEAS OF RUSSIA, AS A MATERIAL MEDIA FOR STUDYING THE QUARTERLY PERIOD OF THE REGION

Е.А. Глазырин, П.И. Курилов, А.А. Шейков

АО «Южморгеология», Геленджик, Россия
glazyrin@ymg.ru, kurilov@ymg.ru, sheykovaa@ymg.ru

E.A. Glazyrin, P.I. Kurilov, A.A. Sheykov

JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia

Четвертичные отложения южных морей России (Азовское, Черное и Каспийское) изучены (стратиграфия, палеогеография, палеоэкология, геоморфология) в меньшей степени, чем сопредельной суши в связи с меньшей доступностью. В большинстве случаев речь идет лишь об использовании колонок осадков грунтовых трубок длиной до первых метров. Керн морских инженерно-геологических скважин остается слабо доступным для изучения в силу корпоративных интересов нефтегазовых компаний. Вместе с тем, исходя из условий формирования и полноты разреза седиментационного бассейна, именно четвертичные отложения Азовского, Черного и Каспийского морей могут быть наиболее информативными для изучения истории четвертичного периода юга России.

АО «Южморгеология» в рамках программы создания Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 второго поколения (Госгеолкарта-200/2), а также выполнения других работ планомерно получает керн скважин и колонки осадков грунтовых трубок. Скважины вскрывают разрез четвертичных отложений в пределах наиболее информативных интервалов по данным опережающих геофизических исследований. Грунтовые трубки имеют преимущественно площадной характер опробования донных осадков. Практически все полученные скважинами и грунтовыми трубками пересечения подкреплены регулярной сетью геофизических профилей (сейсмическое профилирование 2Д высокого разрешения, сейсмоакустическое профилирование, гидролокация бокового обзора), позволяющих проводить площадную корреляцию разрезов.

К настоящему времени в российском секторе Азовского моря АО «Южморгеология» получен керн по 28 морским картировочным скважинам глубиной от 6 до 42 м и общей длиной 615,5 погонных метров. Они в различной степени вскрыли четвертичный разрез, представленный отложениями морских, лимнических, аллювиальных, континентальных, грязевулканических и др. генетических типов. В возрастном интервале вскрыты интервалы новоазовских, древнеазовских, новоэвксинских, карангатских, древнеэвксинских, чаудинских и апшеронских(?) отложений, а также кора выветривания по известнякам сарматского возраста. Схема расположения скважин дана ранее [Глазырин, Шейков, 2013].

В Черном море на площади российского сектора листов K-37-X (Подводный каньон Мзымты) и K-37-XVI (Абиссаль 16) на глубинах от 700 до 2070 м в пределах континентального склона, подножья и абиссальной равнины грунтовыми трубками АО «Южморгеология» получены колонки осадков на 100 станциях (рис.). Длина полученных колонок достигает 3,7 м с общим объемом 230 погонных метров. Вскрыт разрез голоцена (современный, нимфейский, фанагорийский, джеметинский и каламитский подгоризонты новочерноморского горизонта, а также витязевский и бугазский подгоризонты древнечерноморского горизонта), верхнего неоплейстоцена (новоэвксинский горизонт) и нижнего неоплейстоцена (верхнечаудинский горизонт).

На Каспийском море в пределах листа L-38-XXXVI (Суюткино) близ острова Тюлений пробурены 2 картировочные скважины глубиной 95,1 и 45 м с общим объемом 140,1 погонных метров (рис.). Скважины в различной степени вскрыли четвертичный разрез, представленный отложениями различных генетических типов – морских, аллювиальных, лимнических и др. В возрастном интервале вскрыты новокаспийские, мангышлак-

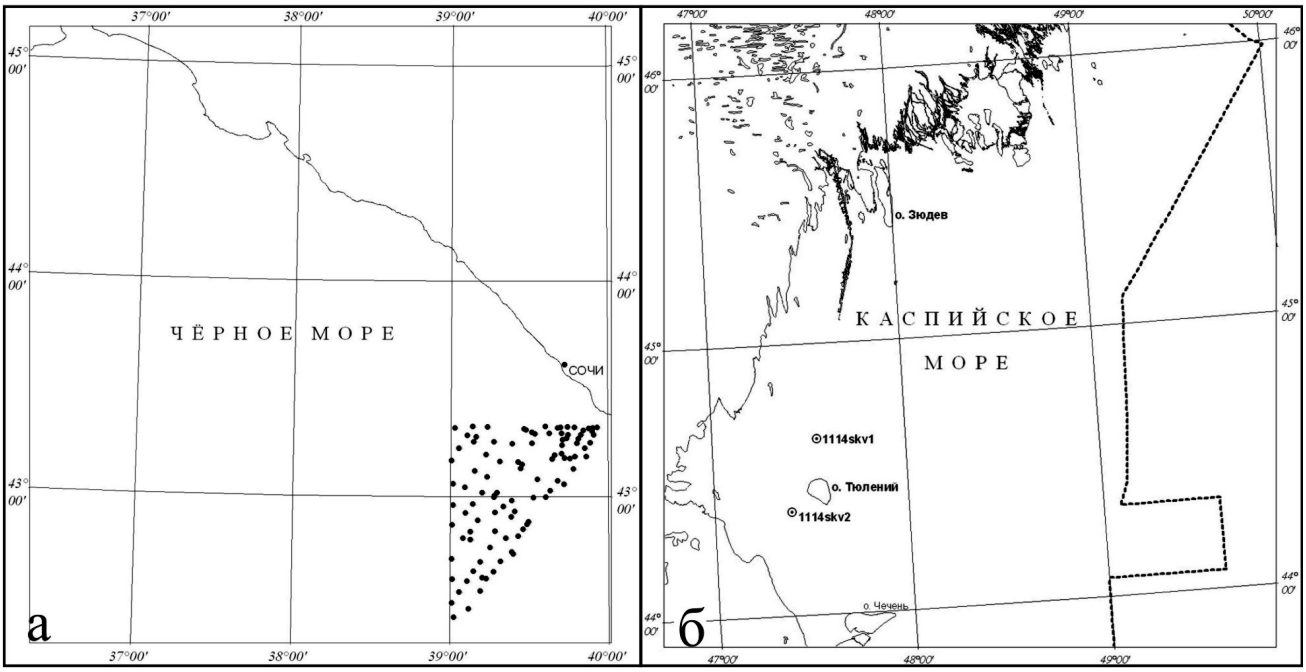


Рисунок. Схема расположения станций опробования грунтовыми трубками на Черном море (а) и морских картировочных скважин в Каспийском море (б)

ские, хвалынские и хазарские отложения. По керну встречены фаунистически не охарактеризованные слои, переотложенные и перемытые отложения, вызывающие трудности в идентификации и стратификации вскрытого четвертичного разреза, а также пересечены каналы газовых прорывов, представленные грязевыми брекчиями. Обусловлено это многочисленными трансгрессивно-регрессивными колебаниями в Каспийском регионе и метановой разгрузкой.

Учитывая научно-практическую ценность полученного керна и колонок осадков АО «Южморгеология» проводит работу по постановке их на хранение для возможности дальнейшего использования. Для каждой скважины и представительных колонок осадков составляются паспорта, включающие в себя: сведения о месте заложения и параметрах скважины или станции; полевой журнал геологической документации; итоговый геологический разрез (колонка) по скважине; фотодокументация керна или колонок осадков; результаты анализа проб (гранулометрический, силикатный, геохимический, микрофаунистический, минералогический и пр.) и др. Первичные полевые материалы, в том числе геофизического профилирования, сданы на постоянное хранение в Морской филиал ФГБУ «Росгеолфонд».

Таким образом, мы надеемся, что проводимые мероприятия позволят обеспечить комплексное использование ценного кернового материала морских картировочных скважин и колонок осадков грунтовых трубок, в том числе для изучения четвертичного периода Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов и юга России.

При подготовке настоящего сообщения использованы материалы, полученные в рамках государственных контрактов 10/01/13-50; 27/01/13-16; 31/01/13-39; 37/01/13-59; 41/01/13-49; 44/01/13-56; 49/01/16-5.

Список литературы

1. *Глазырин Е.А., Шейков А.А.* Морские картировочные скважины, как ключ к изучению четвертичного периода Азовского моря // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.). Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. С. 132–133.

РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЛАНДШАФТАХ ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНОВ ДНЕПРА, ДОНА, ВОЛГИ

THE RECONSTRUCTION OF THE SOIL COVER IN LANDSCAPES OF FIRST HALF OF AVERAGE NEOPLEISTOCENE IN TERRITORY OF POOLS OF DNEPR, DON, VOLGA

Н.И. Глушанкова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Москва, Россия
ni.glushankova@mail.ru

N.I. Glushankova

Lomonosov Moscow State University

В последние годы появляется все больше данных, свидетельствующих о сложной периодизации палеогеографических событий в среднем неоплейстоцене на Русской равнине. Существующие разногласия касаются как крупных ледниковых покровов, так количества и ранга теплых интервалов. Одни исследователи выделяют два межледниковья – лихвинское и горкинское или лихвинское и каменское и два оледенения, другие – три межледниковья и три оледенения. В Западной Европе многие исследователи в этом интервале выделяют три межледниковья и три оледенения, которые сопоставляются с изотопно-кислородными стадиями 11–6 [7]. Несмотря на достигнутые успехи, все еще сохраняется дискуссионность в определении хроностратиграфической позиции конкретных палеопочвенных образований, их генезиса и истории развития [2, 3, 4 6].

Многолетние междисциплинарные исследования автора в Центре и на востоке Русской равнины пополнились новым материалом, который позволил детализировать последовательность событий в интервале между лихвинским межледниковьем и московской (днепровской) ледниковой эпохой. Согласно полученным данным, в строении и поэтапном развитии лессово-почвенной формации, по сумме геологических, палеопедологических, палеонтологических данных, а также результатов непосредственного прослеживания и хроностратиграфической корреляции выделенных горизонтов, установлены три сближенных уровня ископаемых почв, относящихся к самостоятельным межледниковым эпохам (ИКС 11,9,7), сопоставляемым соответственно с лихвинским, чекалинским, горкинским горизонтами региональной стратиграфической шкалы среднего неоплейстоцена [1, 3, 4].

В почвенном покрове лихвинского межледниковья (ИКС 11, ~455-360 тыс. лет назад) – одного из наиболее значительных потеплений среднего неоплейстоцена, коррелируемого с межледниковьем гольштейн Западной Европы, на территории древней лесной зоны доминировали текстурно-дифференцированные почвы, сходные с аналогичными образованиями среднеевропейских фаций. Близкими современными аналогами инжавинской палеопочвы, лихвинский возраст которой определяется микротериофауной сингильского комплекса, могли быть лювисоли, псевдоглеи, поверхностно-элювиально-глеевые почвы, широко распространенные в настоящее время в Западной Европе (в сочетании с бурыми лесными и бурыми лесными лессивированными почвами). На территории лесостепи преобладали текстурно-дифференцированные оглиненные почвы с признаками лессиважа, древние аналоги бурых лесных лессивированных, выщелоченных черноземов. Заметную роль в их развитии играли процессы оглинивания in situ и аккумуляции карбонатов. Черты полигенетичности, с признаками усиления гумусообразования на поздней стадии формирования, характеризуют палеопочвы в бассейне Верхнего Дона. На границе лесостепи и степи основной фон почвенного покрова составляли почвы близкие современным черноземам.

Постлихвинское, каменское, межледниковье (ИКС 9, ~340–280 тыс. лет назад), коррелируемого с рейнсдорфским межледниковьем Западной Европы, уступает лихвинскому по теплообеспеченности. В составе его дендрофлоры резко сократилось участие плиоценовых реликтов, при содержании широколиственных пород до 50–60%. Для него характерна микротериофауна хазарского фаунистического ком-

плекса с *Arvicola chosaricus*, *Lagurus aff. Lagurus*, *Microtus gregalis*, *M. arvalis*, *Microtus oeconomus* [5]. На протяжении межледниковья, сформировался почвенный покров, представленный в разрезах горизонтом полигенетического комплекса, состоящего из палеопочв двух этапов оптимального почвообразования. Формирование почвенного покрова в бассейне Верхней Оки происходило в условиях лесных ландшафтов, а в бассейнах Верхнего и Среднего Дона, Средней Волги, Нижней Камы – в ландшафтах лесостепи. Основной фон почвенного покрова во время раннего оптимума составляли почвы, возможные аналоги современных бурых лесных лессивированных в комплексе с черноземовидными почвами луговых степей. Аналогичные почвы в комплексе с бурыми лесными в настоящее время распространены в ландшафтах Западной и на юге Центральной Европы. Для формирования почв позднего оптимума, сопоставляемых с черноземовидными почвами, характерно сочетание процессов интенсивного гумусонакопления, оглинивания и оглеения [1, 3, 4].

В почвенном покрове горкинского межледниковья (ИКС 7, ~195–250 тыс. лет назад), предшествующего московскому (днепровскому) оледенению и коррелируемое с шенингским межледниковьем Центральной Европы, формировались почвы с монолитным, слабодифференцированным профилем ($A1^{I}g$-$A1^{II}g$-AG), без признаков иллювиирования материала, в различной степени оглеенные и криотурбированные. В опорных разрезах бассейнов Сейма, Суры, Нижней Камы они образует самостоятельный стратиграфический горизонт, отделяясь от нижележащей каменской почвы слоем орчикского лесса (0,6–0,7м), отвечающего вологодскому горизонту. Исходя из полученных результатов, можно предположить, что почвообразование протекало в условиях более низкой теплообеспеченности, чем в предыдущую межледниковую эпоху. На это указывают слабая морфологическая выраженность палеопочв, бедная по составу хазарская микротериофауна, палинологические данные. Согласно последним, в климатическом оптимуме горкинского межледниковья содержание пыльцы широколиственных пород, представленных дубом, вязом, липой, не превышает 15–20%, в то время как в других межледниковьях оно достигает 60–80%, и в их составе присутствует граб [5, 6]. Возможно, что современные аналоги тундрово-глеевых почв (глееземов) заключительной эпохи средненеоплейстоценового педогенеза в бассейнах Днепра, Дона, Волги находятся в ландшафтах Западно-Сибирской тундры.

Список литературы

1. *Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И.* Четвертичная стратиграфия и история развития Среднерусской перигляциально-лессовой провинции // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2017. Т. 25. № 4. С. 89–107.

2. *Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Ударцев В.П.* Проблемы геохронологии и корреляции лессов и ископаемых почв Восточной Европы // Известия АН СССР. Серия геогр. № 6. С. 5–19.

3. *Глушанкова Н.И.* Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск, Москва: Изд-во «Маджента», 2008. 348 с.

4. *Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К.* Реконструкции развития палеогеографических событий в плейстоценовой истории бассейнов рек Дона, Волги, Камы // Известия РГО. 2015. Выпуск 2. С. 38–56.

5. *Маркова А.К.* Европейские фауны мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена // Материалы Всероссийской научной конференции «Пути эволюционной географии». М.: Ин-т географии РАН. С. 504–507.

6. *Шик С.М.* Неоплейстоцен Центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014. Т. 22. № 2. С. 108–120.

7. *Turner Ch.* Volcanic maars, long Quaternary sequences and the work of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy //Quaternary Int. 1998. V. 47/48. P. 41-49.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ АНЮЙСКОЙ ГРУППЫ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

GEOMORPHOLOGY OF LAVA FLOWS OF QUATERNARY VOLCANOS OF ANYUI GROUP: COMPARATIVE ANALISIS

О.Ю. Глушкова, В.Н. Смирнов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия
smirnovvn@yandex.ru

O.Yu. Glushkova, V.N. Smirnov

NEISRI FEB RAS, Magadan, Russia

Четвертичная вулканическая активность на Западной Чукотке выявлена в 50-х годах прошлого столетия в связи с широким применением арофотосъемочных работ. Тогда в долинах рр. Монни и Алучин (притоки р. Бол. Анюй, впадающей в р. Колыма в ее нижнем течении) были обнаружены крупные лавовые потоки и шлаковые конусы вулканов. Первые исследователи установили размеры лавовых потоков, их состав и относительный возраст [Устиев, 1961; Городинский, Довгаль, Стерлигова, 1967]. В дальнейшем дополнительные данные об указанных вулканических структурах были отражены в материалах геологической съемки территории м-ба 1:200 000, проведенной в 60–70-х годах прошлого века [Геологическая…, 1967; Геологическая…, 1976].

Нами проведен сравнительный анализ характерных свойств обоих лавовых потоков с тем, чтобы определить у них сходные черты и существенные различия. В анализе были использованы материалы указанных выше работ, современные публикации по этому вопросу и собственные результаты дешифрирования разномасштабных топокарт, аэрофотоснимков, орбитальных снимков из Интернет-ресурсов Google и SASPlanet. Кроме того, с этой целью проведено геоморфологическое картографирование долин, вмещающих лавовые потоки, и самих потоков, а также построены продольные и поперечные профили долин рек и ручьев, в которых залегают вулканические образования. Особое внимание было обращено на постгенетические преобразования потоков для выявления признаков «юности» и «дряхлости» микрорельефа их поверхности. На основе полученных данных морфологического и морфометрического анализа рельефа высказаны соображения о «геоморфологическом возрасте» потоков.

Основные черты сходства лавовых потоков.

1. Оба потока имеют близкие мофометрические характеристики: длина Анюйского 57 км, ширина 1,5–3 км; Алучинского – 59 км, средняя ширина 2–4 км; площадь Анюйского потока –112 кв. км, Алучинского – 222 кв. км. Видимая мощность у каждого из потоков до 15 м, истинная – 18–36 м, по данным бурения Алучинского потока [Игнатьев, 1993].

2. Абсолютная высота расположения вулканических аппаратов: Анюйского – 1020 м, Алучинских – 480–600 м. В обоих случаях обнаружены центры извержения – шлаковые конусы и их фрагменты: у Алучинского потока два долине р. Алучин и два в долине притока; у Анюйского – один в долине притока р. Монни у подножья г. Вулканной.

3. Сходство в петрографическом составе лав: у обоих потоков это субщелочные базальты и андезибазальты [Устиев, 1961; Городинский и др.,1967; Акинин, Калверт, 2012].

4. Анюйский и Алучинские вулканические аппараты находятся на линиях неотектонических разломов. На поверхности обоих потоков установлена ступенчатость – свидетельство неоднократных излияний. В обоих потоках обнаружены следы лавовых пузырей в виде овальных или круглых провалов, иногда заполненных озерами [Устиев, 1961; Городинский и др., 1967].

5. Оба лавовых потока расположены в физико-географической обстановке с одинаковыми орографическими, климатическими условиями, растительным покровом и мерзлотным режимом. Это обусловило развитие сходных экзогенных процессов в квартере, вследствие чего постгенетические экзогенные преобразования лавовых потоков должны были протекать в одинаковом режиме.

Наиболее существенные отличия.

1. Всеми исследователями отмечается, что Анюйский вулкан отличается высокой степенью сохранности: у него острый гребень кратера, крутые (более 30°) слабо денудированные внешний и внутренний склоны, обнаженная спекшаяся лава на дне. На стенках вулкана на отдельных участках сформирован лишайниковый покров. «Поверхность лавового потока Анюйского вулкана обнажена на

всем протяжении, на ней отсутствуют молодые отложения и древесно-кустарниковая растительность; повсюду наблюдаются свежие следы деятельности вулкана и течения лавы. Вулканический аппарат имеет исключительно хорошую сохранность» [Городинский и др., 1967, с.83].

2. У Алучинских вулканов шлаковые конусы либо разрушены почти до основания, либо имеют широкие оплывшие гребни жерл и сильно нарушенные стенки. Поверхность Алучинских вулканов покрыта травяно-моховой растительностью, редким лиственничником, кустарниками. Алучинский поток почти на 90% перекрыт слоем аллювиальных, озерных, болотных и покровных (почвы) осадков мощностью до 3–15 м [Городинский и др., 1967; Игнатьев,1993].

3. Резко различаются размеры водотоков, вмещающих лавовые потоки, и водосборных бассейнов. Долина р. Монни длиной около 62 км заполнена вулканическим потоком от истоков (от г. Вулканная) до впадения в р. Уямканда. Она принимает небольшие притоки 1 – 2 порядков, из них 2 самые длинные – около 20 км. Река Алучин имеет длину 135 км, в том числе до верхнего края лавового потока – 75 км. Она обладает сильно разветвленной сетью крупных притоков: р. Теленеут имеет длину 70 км, р. Вуквааам – 45 км, обе впадают в р. Алучин вблизи верхнего края лавового потока; р. Бургахчан длиной 110 км впадает в долину р. Алучин в средней части лавового потока.

Как видим, различия в позиции Анюйского и Алучинского потоков в орогидрографическом плане очень велики. Первый расположен в истоках небольшой реки, долину которой он практически полностью заполнил и запрудил небольшие притоки. В такой ситуации эрозионное воздействие на шлаковый конус и лавовый поток было небольшим.

Алучинский поток, напротив, расположен в нижней, приустьевой части долины, которая принимает в себя реки, истоки которых находятся на расстоянии 45-85 км от лавового потока. Их воздействие на формирующиеся вулканические структуры было чрезвычайно сильным. Взаимодействие огромных масс воды с расплавленными и раскаленными вулканическими продуктами приводило к фреатическим взрывам, растрескиванию и разрушению застывавших блоков лавы. Этим объясняется отсутствие или очень плохая сохранность шлаковых конусов и большое количество округлых ванн осушенных и существующих ныне озер. Паводковые воды несли большую массу терригенного материала, который оказывал сильное эрозионное воздействие и заполнял понижения на поверхности лавового потока. Таким образом, формирование Алучинских вулканоструктур сопровождалось их одновременным разрушением.

Представления о возрасте лавовых потоков. Первые исследователи Анюйской группы вулканов могли оценивать их возраст методом сравнения степени сохранности вулканического рельефа. На этом основании они пришли к выводу, что возраст Анюйского вулкана около 400-500 лет [Устиев, 1961], а извержения Алучинских вулканов произошли около 1000 лет назад [Городинский и др., 1967].

Результаты геологического картирования позволили предположить, что Алучинский лавовый поток формировался в позднем плейстоцене, а Анюйский – в голоцене. В основу такой оценки были положены ненадежные стратиграфические наблюдения и, главным образом, степень сохранности потоков.

В последние годы появились результаты изотопного датирования вулканитов. Но они не принесли ожидаемого решения проблемы. У исследователей Анюйского и Алучинского лавовых потоков нет единодушия в оценке их возраста. По данным [Акинин, Калверт, 2012], возраст Алучинского потока составляет – 277,3±5,2 тыс. лет, а возраст Анюйского – от 12,9±3,4 до 42,7±3,4 тыс. лет. По данным [Певзнер и др., 2017] возраст Анюйского потока равен 248±30 тыс. лет.

Наши материалы, основанные на сравнительном анализе постгенетических преобразований поверхности вулканических потоков, показывают, что различия в сохранности рельефа Анюйского и Алучинского лавовых потоков могут объясняться резко различной позицией этих структур в орогидрографическом плане. Алучинский поток, будучи расположен в нижнем течении крупной реки с разветвленной сетью соразмерных ей притоков, подвергался мощному воздействию многоводных потоков, которые производили разрушающую работу на формирующемся вулканическом рельефе. У Анюйской вулканоструктуры такой разрушающий фактор отсутствовал.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что проблему возраста Анюйского и Алучинских вулканов нельзя считать решенной, она требует дальнейших исследований.

Список литературы

1. *Акинин В.В., Калверт Э.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ – возраст Анюйских вулканов, Арктическая Чукотка // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Мат-лы V Росс. Конф. по изотоп. хронологии – М.: ИГЕМ РАН 2012. С. 25–26.

2. Геологическая карта. Масштаба 1:200 000. Лист Q-58-IX, X. Автор Ю.М. Довгаль. Редактор С.М.Тильман. М.: ГУГиК Мингео СССР. 1967.

3. Геологическая карта. Масштаба 1:200 000. Лист Q-58-XV, XVI. Автор В.В. Гулевич. Редактор К.В. Паракецов. Магадан: СВТГУ Мингео РСФСР. 1976.

4. *Городинский М.Е., Довгаль Ю.М., Стерлигова В.Е.* Алучинская группа позднечетвертичных вулканов Западной Чукотки // Известия АН СССР. Серия геол. 1967, № 12. С. 72–83.

5. *Игнатьев В.А.* Структурное положение четвертичных вулканов Западной Чукотки – Вулканология и сейсмология – 1993. № 6. С. 28–36.

6. *Певзнер М.М., Герцев Д.О.,Федоров П.И., Романенко Ф.А., Кущева Ю.В.* Анюйский вулкан на Чукотке: возраст, строение, особенности состава пород и извержения // Литология и полезные ископаемые, 2017, № 1. С. 25–59.

7. *Устиев Е.К.* Анюйский вулкан. М.: Госгеолтехиздат. 1961. 124 с.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ В ОБЛАСТИ АСТРАХАНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. СПЕЦИФИКА, СТРУКТУРА И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ

NEO PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE NORTHERN NEAR CASPIAN REGION IN THE ASTRAKHAN GAS CONDENSATE FIELD. SPECIFICS, STRUCTURE AND MODELS OF FORMATION

О.В. Голованова

Геологический институт РАН, Москва, Россия
golovanova2000@mail.ru

O.V. Golovanova

Geological Institute, Russian Academy of Scienses, Moscow, Russia

Рассматриваемый нами регион представляет значительный научный интерес как из-за специфики сформированного здесь разреза неоплейстоцена, так и в связи с проблемами интерпретации материалов детальных исследований, полученных в ходе разработки Астраханского газоконденсатного месторождения (АГКМ) [Голованова О.В., 2015].

Палеогеографические реконструкции разновременных бассейнов Каспия в Плейстоцене определяют достаточно широкий спектр условий осадконакопления в районе исследования (относительно неглубоководные морские условия (до 65–80 м), авандельта, дельта, прибрежноморское мелководье, лагуны, озера, лиманы, субаэральные условия регрессий). Однако, в реальности для неоплейстоцена основной части изучаемого региона характерен исключительно сложно построенный, и преимущественно морской разрез .

Нами было рассмотрено детальное описание разрезов около 150 скважин глубиной 25–30 м (верхний плейстоцен), 50 разрезов 40-метровых скважин (весь верхний и поздний средний плейстоцен) и порядка 20 скважин глубиной 80м (включающих верхнюю часть раннего плейстоцена). Минералогический и химический состав пород изучен в половине 40-метровых скважин. Для них также проведен анализ гранулометрического состава и воднофизических свойств пород. Площадь района исследования составляет около 2000 км^2.

Изучаемый разрез неоплейстоцена характеризуется сложным переслаиванием (и переотложением) песчаных и глинистых пластов переменной мощности при отчетливом преобладании последних. Все литологические разности обогащены раковинным материалом в виде обломков и целых форм морских представителей родов Didacna и Dreissena.

Состав пород соответствует фациям авандельты и относительно неглубоководного шельфа Северного Каспия, осложненным влиянием крупного поверхностного водотока [Холодов В.Н., Хрусталев Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. 1989]. Это мелкозернистые (90% при выборке из 200 образцов) и тонко-

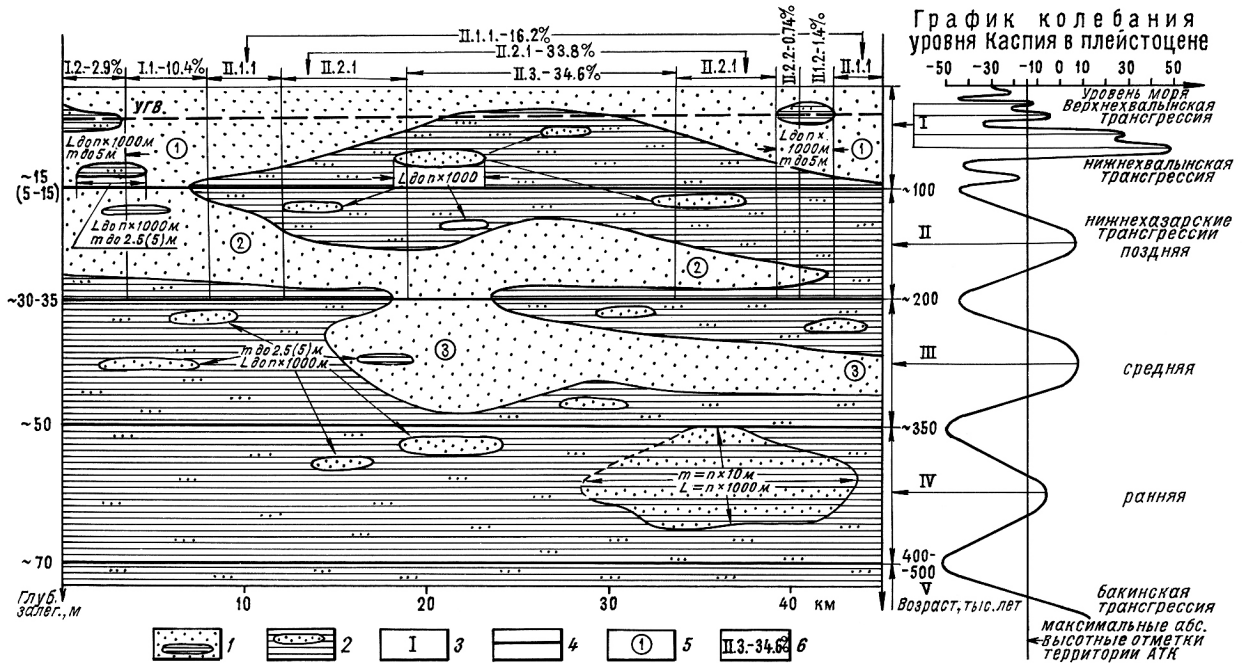


Рис. 1. Схема строения разреза неоплейстоцена в районе АГКМ.

Преобладающие литологические разности: 1 – пески и алевриты, 2 – алевритово-глинистые; 3 – главные циклы осадконакопления неоплейстоцена: I – верхнего, II-IV – среднего, V – нижнего; 4 – границы залегания главных циклов неоплейстоцена; 5 – песчано-алевритовые пласты: 1 – верхнего, 2, 3 – среднего неоплейстоцена; 6 – тип литолого-геофильтрационного строения [Голованова О.В., 2015] с частотой встречаемости

зернистые пески, алевриты, алевритово-глинистые (72% при выборке из 621 образцов) и глинисто-алевритовые породы. Песчаные и алевритовые разности представлены кварцем (до 97%), содержат (до 20%) плагиоклаз и микроклин. Глинистые породы представлены гидрослюдой (до 65%) и смектитом (до 30%), присутствуют каолинит (5–10%), иллит (2–6%), хлорит (до 2%). Все породы содержат типичные продукты диагенетического минералообразования в морских осадках: гидроокислы железа и марганца (в виде конкреций), пирит и другие сульфиды, кристаллический гипс (в виде друз и роз). Окислительно-восстановительный потенциал пород, независимо от глубины залегания колеблется в пределах от 100–300 мВ (глинистые разности) до 700–800 мВ (пески). Содержание сингенетического карбоната и гипса невелико, соответственно до 1% и до 2%.

Для установления в разрезе следов континентальных этапов развития использованы остатки корневой системы травянистой растительности, реже – растительные остатки и в единичных случаях – гумус. Они фиксируются на двух уровнях: 10–15 м глубин (в 20 скважинах из 150), на уровне 30–35 м – в 2 скважинах из 50. Следов почвообразования не обнаружено. На уровне 10–15 м отмечено изменение цвета отложений: от преимущественно серого (ниже) до желтого и бурого. Эти два уровня обозначают интервалы встречаемости в разрезе наиболее выдержанных по мощности песчано-алевритовых пластов (рис. 1).

Фактическое преобладание алевритово-глинистых пород мы связываем с нарушением механической дифференциации осадочного материала из-за воздействия стока р. Волга и других крупных поверхностных водотоков. В Северо-Западном Прикаспии, на космических снимках, к примеру, хорошо просматривается крупная сухая долина с дельтой, также СЗ-ЮВ простирания, приуроченная к Сарпинско-Даванской ложбине, вероятно бывший рукав р. Волга, прекративший свое существование при уменьшении объема водного стока. Известна крупная долина и палеодельта, выходящая в Кизлярский залив. Мы предполагаем, что область Северного Прикаспия, расположенная к югу от нулевой отметки абсолютной высоты, является ареной развития целой системы крупных разновозрастных дельт и аванделт.

Следует особо отметить, что намеченные нами уровни (рис. 1) не являются горизонтальными. Положение о субгоризонтальном (и повсеместном, площадном) залегании четвертичных отложений в Северном Прикаспии должно приниматься только по отношению к структурам, залегающим ниже, дислоцированным в результате разнообразных геодинамических процессов. Мы констатируем изменение мощности пластов от более 15–30 м до пол-

ного выклинивания, развитие как унаследованных, так и не унаследованных структур. Это, по нашему мнению, свидетельствует и о значительности роли рельефа в формировании изучаемых отложений, рельеф же, в свою очередь, определяется структурным планом и находится в теснейшей взаимосвязи с напряженно-деформационным состоянием осадочного бассейна, выраженным в тектонических движениях различного порядка. Долина р. Волга, как известно, приурочена к Ахтубинской синеклизе, Сарпинско-Даванская – к менее выраженной Сарпинской. На фоне общего новейшего тренда опускания в направлении СЗ-ЮВ известны области разнонаправленных тектонических движений, в том числе связанных с продолжающимся развитием некоторых солянокупольных структур (оз. Чалкар). Это определяет геометрию водосборного бассейна, направление поверхностного стока и, в том числе через подземную гидросферу, объемы поступающих в морской бассейн вод.

В настоящее время климатический фактор изменения уровня Каспийского моря признан исследователями основным. В этой связи главные усилия предпринимаются с целью увязать на все более и более детальном уровне трансгрессивно-регрессивный цикл Каспия с событиями (оледенениями) на платформе. Однако без рассмотрения структурно-тектонической и геодинамической составляющей широкого спектра воздействия такую модель развития вряд ли можно назвать полной.

Список литературы

1. *Голованова О.В.* Подземные воды водоносного комплекса плейстоцена Северного Каспия и Прикаспия. Сообщение 2. Значение сохранения седиментогенных вод для развития осадочных бассейнов и палеогеологических реконструкций // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 4. С. 362–382.

2. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза / Холодов В.Н., Хрусталев Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. М.: Наука, 1989. 182 с.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ХАЗАРСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

PALEOECOLOGY AND GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION OF THE KHAZAR FAUNAL COMPLEX

М.В. Головачев[1], В.В. Титов[2]

[1] Астраханский музей-заповедник, Астрахань, Россия
golovachev3066@gmail.com
[2] Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия
vvtitov@yandex.ru

M.V. Golovachev[1], V.V. Titov[2]

[1] Astrakhan museum-reserve, Astrakhan, Russia
[2] Institute of arid zones SSC RAS, Southern Scientific Centre RAS, Rostov-on-Don, Russia

На основании находок из нижнехазарских аллювиально-лиманных отложений Нижней Волги В.И. Громовой [1932] была выделена Волжская фауна. По этим материалам В.И. Громов [1948] обосновал среднеплейстоценовый хазарский фаунистический комплекс (ХФК), коррелируемый им с миндель-рисским (=лихвинским) межледниковым периодом, с характерными видами *Mammuthus chosaricus*, *Equus caballus chosaricus, Camelus knoblochi*, *Megaloceros giganteus*, *Bison priscus longicornis* и др. Типовое местонахождение Черный Яр связано с горизонтом черноярских песков, залегающих в кровле сингильских глин и перекрытых ательскими отложениями. Данные бурения у с. Черный Яр свидетельствуют, что черноярские слои коррелируются с поздним хазаром [Геология СССР, 1970; Застрожнов и др., 2017]. По фоссильным остаткам крупных млекопитающих из нижневолжских местонахождений так же был выделен сингильский териокомплекс [Громов и др., 1965].

Типовое местонахождение Райгород приурочено к сингильским отложениям, вскрывающимся на уровне уреза р. Волга. Исследования последних лет показывают единство сингильской и хазарской ассоциаций. Видовой состав обеих фаун сходен на родовом/видовом уровне. Фауна мелких млекопитающих из верхнего горизонта сингильских глинистых отложений Райгорода, относимая к сингильскому комплексу [Рековец, 1994; Markova, 2007] морфологически и эволюционно близка микротериофаунам из верхнехазарских отложений Нижней Волги, в т.ч. и Черного Яра [Застрожнов и др., 2017].

Из аллювиальных песков (между сингильскими и ательскими отложениями) нами выявлены следующие виды крупных млекопитающих (сборы 1991-2016): *Trogonterium cuvieri*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Ursus* cf. *rossicus*, *Panthera spelaea*, *Mammuthus trogontherii chosaricus*, *Equus caballus chosaricus* (= *E. latipes*), *E. hydruntinus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, *Elasmotherium sibiricum*, *Sus scrofa*, *Camelus knoblochi*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros giganteus*, *Alces* sp., *Bos primigenius*, *Bos* sp., лесостепная и степная формы *Bison priscus*, *Saiga tatarica*. К этой ассоциации (судя по общей сохранности, характерной для фоссилий, происходящих из хазарского аллювия), возможно, относятся *Coelodonta* cf. *antiquitatis* и *Crocuta spelaea*, а так же *M. intermedius* и *Palaeoloxodon antiquus*, выявленных нами в палеонтологической коллекции Астраханского музея из сборов нач. – сер. XX в.

Фауна хазарского типа известна и из других местонахождений Восточной Европы: полуостров Тунгуз, близ г. Сызрань, у г. Балаково, в окрестностях г. Пугачев и ряд местонахождений на территории Заволжья [Алексеева, 1990]. Хазарская фауна так же установлена в Азербайджане в Азыхском местонахождении [Ализаде, 1984]. На территории Казахстана с хазарским комплексом сопоставляется прииртышский териокомплекс [Кожамкулова, Костенко, 1984].

В целом, ХФК считается холодоустойчивым и ранее коррелировался с концом лихвинского межледниковья и первой половиной днепровского оледенения [Стратиграфия СССР, 1982]. Возраст существования ХФК оценивался в пределах 250–300 тыс. лет. [Лазуков, 1989; и др.]. На основании данных по грызунам возраст толщ черноярских песков определяли второй половиной среднего плейстоцена (=среднего неоплейстоцена) – заключительной фазой существования ХФК [Кирилова, Свиточ, 1994; Кириллова, Тесаков, 2004].

Геологические, литологические и фаунистические данные свидетельствуют о том, что время существования ХФК было довольно продолжительным и соотносится с несколькими палеоклиматическими этапами. Сравнение хазарского териокомплекса юга Восточной Европы с довольно подробной последовательностью фаунистических ассоциаций Южной и Центральной Европы, Кавказа, указывает на наибольшее сходство с таковыми из интервала МИС 7-5 (конец среднего неоплейстоцена – начало позднего неоплейстоцена) [Застрожнов и др., 2017]. Возрастными аналогами данной ассоциации в Западной Европе являются фауны из местонахождений Италии Торре ин Пиетра, Витиния, Мельпигнано и Германии – Веймар-Эринсдорф. Вопрос о нижней границе ХФК в связи с отсутствием представительных местонахождений фаун из отложений среднего неоплейстоцена вне пределов Нижнего и Среднего Поволжья пока остается открытым.

Исследуемые фауны с территории Нижнего Поволжья и коррелируемые с ними фауны Северного Причерноморья и Западной Сибири отличаются от одновозрастных фаун западных частей Европы наличием в них таких форм как *Elasmotherium sibiricum* и *Camelus knoblochi*, что объясняется палеогеографическими особенностями региона и близостью к азиатскому центру происхождения видов.

Согласно комплексу данных в период существования хазарской териофауны развивались открытые сухие ландшафты с разомкнутым травостоем. Одновременно развивались и луговые/пойменные биотопы. Шло локальное развитие лесных массивов в долине Волги. Околоводные биотопы так же играли не малую роль [Кириллова, Свиточ, 1994]. Доминантой фауны были обитатели степных биотопов. Разнообразие и многочисленность крупных травоядных млекопитающих говорит о высокой продуктивности экосистемы [Застрожнов и др., 2017].

Список литературы

1. *Алексеева Л.И.* Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы (крупные млекопитающие) // Труды ГИН АН СССР. 1990. Вып. 455. 109 с.

2. *Ализаде К.А.* Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. – Баку: Элм, 1984. 147 с.

3. Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области. Калмыцкая АССР. М.: Недра, 1970. 650 с.

4. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Труды института геол. наук. Геол. серия. Вып. 64. №17. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 520 с.

5. *Громов В.И., Алексеев М.Н., Вангенгейм Э.А., Кинд Н.В., Никифорова К.В., Равский Э.И.* Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии // Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии (к VII конгрессу INQUA в США). М.: Наука, 1965. С. 5–33.

6. *Громова В.И.* Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и истории млекопитающих Восточной Европы вообще // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР.Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1932. С. 69–184.

7. *Застрожнов А.С., Данукалова Г.А., Головачев М.В., Титов В.В., Тесаков А.С., Симакова А.Н., Осипова Е.М.* Сингильские отложения в схеме квартера нижневолжского региона: новые данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017 (в печати).

8. *Кириллова И.В., Свиточ А.А.* Новые находки среднеплейстоценовых мелких млекопитающих в разрезе Черный Яр (Нижнее Поволжье) и их стратиграфическое значение // Доклады Академии Наук, 1994. Т. 334. № 6. С. 731–34.

9. *Кириллова И.В., Тесаков А.С.* Водяная полевка (Arvicola, Arvicolinae, Rodentia) из хозарских отложений Нижней Волги // Экология Антропогена и Современности: Природа и Человек. СПб.: Гуманистика, 2004. С. 138–139.

10. *Кожамкулова Б.С., Костенко Н.Н.* Вымершие животные Казахстана (Палеогеография позднего кайнозоя). Алмак-Ата: Наука, 1984. 104 с.

11. *Лазуков Г.И.* Плейстоцен территории СССР: Учеб. пособие для студ. геогр. спец. вузов. – М.: Высш. шк., 1989. 319 с.: ил.

12. *Рековец Л.И.* Антропогеновые мелкие млекопитающие юга Восточной Европы. Киев: Наукова Думка, 1994. 371 с.

13. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. Ред. Шанцер Е.В. М.: Недра, 1982. 440 с.

14. *Adam K.D.* Die Mittelpleistozanen Faunen von Steingeim an der Murr (Wiirtemberg) // Quaternaria. 1954. V. l. S. 134–144.

15. *Markova A.K.* Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International. 2007. V. 160. P. 100–111.

РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНЫХ И ФАУНИСТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ ГОЛОЦЕНА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ ПЕЩЕРНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЩУГЕР И КОЖЫМ)

HOLOCENE PLANT AND FAUNA COMMUNITIES OF THE SUBPOLAR URALS (ACCORDING TO RECORDS FROM CAVE LOCALITIES SCHUGER AND KOZHYM)

Ю.В. Голубева, И.В. Кряжева

Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
yvgolubeva@geo.komisc.ru; Innageologi@mail.ru

Yu.V. Golubeva, I.V. Kryazheva

Institute of Geology, Komi Scientific Centre, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia

В работе отражены результаты изучения голоценовых спорово-пыльцевых спектров и микротериофауны из пяти пещерных местонахождений на Приполярном Урале. Данные палеонтологических исследований рыхлых осадков четырех карстовых полостей сопровождаются AMS датировками костей млекопитающих по ^{14}C, полученными Х. Ван дер Плихтом в Центре изотопных исследований университета г. Гронингена, Нидерланды [Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева, Пономарев, 2014]. Местонахождения Щугер-1, 2 и 4 находятся в пределах 50-метрового участка обнажения каменноугольных известняков в скалах Верхних Ворот на правом берегу р. Щугер, в 20 м выше по

течению от устья руч. Велдор-Кыртаель. Пещеры Кожым-1 и 2 расположены на расстоянии 50 м друг от друга в скальном выходе ордовикских известняков на правом берегу р. Кожым в 7 км выше устья р. Сывью и в 1 км ниже по течению от скал Каюк–Ныpд. Спелеогенные отложения изученных местонахождений содержат слои четырех периодов голоцена – пребореального, бореального, атлантического и субатлантического. Выявлены особенности развития фауны мелких млекопитающих и растительности в бореальном и субатлантическом периодах – в южной части района работ (Щугер) и в течение пребореального, бореального, атлантического и субатлантического периодов – севернее (Кожым). В рамках пребореального периода охарактеризована биота второй его половины, с которой соотносят позднепребореальное похолодание в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе [Никифорова, 1979], являющееся аналогом Переславльского похолодания на Русской равнине [Хотинский, 1969]. Оно фиксируется на спорово-пыльцевых диаграммах, полученных как для сопредельных равнинных территорий, так и для горных: южной части Полярного Урала [Сурова, Троицкий, Пуннинг, 1975], междуречья рек Косъю-Кочмес-Лемва-Кожым [Пастухов и др., 2017] и в долине Печоры [Никифорова, 1979]. Отложения датированы в местонахождении Кожым-1 9360±190 л.н. (GrA-66908). Растительность западных предгорий Приполярного Урала в то время представляла собой травяно-кустарниковую тундру с единичными деревьями ели. Для сообщества микротериофауны также был характерен криофильный состав: тундровые и степные виды составляют 36% (при почти равных количествах остатков узкочерепной полевки, сибирского и копытного леммингов), интразональные – 47% и лесные – 17%. Спорово-пыльцевые спектры бореального периода указывают на произрастание на юге Приполярного Урала таежных темнохвойных лесов, а севернее – редкостойных елово-березовых лесов с участием сосны и карликовой березкой в подлеске. Фауна приобретает типичный лесной облик: доля тундровых и степных видов сокращается до 10%, содержание остатков лесных видов, напротив, увеличивается до 41%, интразональные виды составляют 49%. Климатические условия были близки к современным. С атлантическим периодом соотнесена фаза сфагновых сосново-еловых лесов с примесью пихт, выделенная в кровле разреза Щугер-1. В верховьях р. Печоры и на Приполярном Урале сосново-еловые массивы получили распространение, начиная с бореального периода. Пихта в их составе появилась в атлантике [Немкова, 1976; Kultti et al., 2003]. Таким образом, эту фазу можно соотнести со средним и поздним голоценом, исключая периоды AT-3, SB-2 и SB-3, так как на их протяжении в древостое сопредельных территорий, в бассейнах Верхней Печоры и Ижмы, на Приполярном Урале, присутствовали широколиственные породы [Немкова, 1976; Голубева, 2010; S. Kultti et al., 2003], пыльцы которых нами обнаружено не было. Спорово-пыльцевые спектры отражают три ландшафтно-климатических этапа, относящиеся к середине (на Кожыме) и концу (на Щугере) субатлантического периода. В местонахождении Кожым-2 отложения имеют датировку 1655±35 л.н. (GrA-49355). Здесь получили развитие северотаежные темнохвойные леса из ели со значительной примесью сосны при обилии папоротников, сохраняющихся на протяжении всего субатлантика и указывающих на произрастание лиственничников. Климат был близок к современному. Осадки, вскрытые на юге Приполярного Урала в местонахождении Щугер-2, датированы 950±35 л.н. (GrA-49352). Данные их палинологического изучения свидетельствуют о том, что к концу субатлантика в составе древостоев увеличилось участие тундровых элементов, что, вероятно, было вызвано похолоданием. Затем в условиях современного потепления площади, занятые ерниковыми зарослями, значительно уменьшились. Микротериофауна Приполярного Урала в субатлантическое время имела типичный лесной облик. На юге наряду с остатками лесных видов (49,8%) отмечено значительное участие видов околоводных местообитаний (44,7%), что объясняется тафономическими причинами – в основном, пищевой специализацией хищника. Тундровые виды немногочисленны (5,5%) [Пономарев, Кряжева, 2011; Кряжева, 2012; Кряжева и др., 2012]. К северу в сообществе мелких млекопитающих на долю тундровых приходится 2,6–7,7%, на лесные – 58–73% и на интразональные – 24,4–34,3%.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программой фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-41 «Квартер арктических районов Европейского Северо-Востока России: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография, полезные ископаемые» и гранта РФФИ 16-35-00116 мол_а.

Список литературы

1. *Голубева Ю.В.* Палеогеография и палеоклимат позднеледниковья и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печоро-Вычегодского региона (по палинологическим данным): Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2010. 19 с.

2. *Кряжева И.В.* Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена Приполярного Урала: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 2012. 18 с.

3. *Кряжева И.В., Пономарев Д.В.* Микротериофауна западного склона Приполярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (р.Кожым) // Вестник Института геологии. Сыктывкар, 2014. № 5. С. 3–9.

4. *Кряжева И.В., Пономарев Д.В., Т. ван Кольфсхотен, Х. ван дер Плихт*. История формирования современных сообществ микромаммалий Приполярного Урала // Экология, 2012. № 6. С. 434-441.

5. *Немкова В.К.* История растительности Предуралья за поздне- и послеледниковое время // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 259–276.

6. *Никифорова Л.Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Дис. … канд. геогр. наук. М., 1979. 154 с.

7. *Сурова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.М.* Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала // Изв. АН ЭССР. Т. 24. Химия-геология. 1975. № 2. С. 152–159.

8. *Пономарев Д.В., Кряжева И.В.* Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена из местонахождений на реке Щугер (Приполярный Урал) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, Геопринт, 2011. №7. С. 9–13.

9. *Хотинский Н.А.* Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 78–90.

10. *Пастухов А.В., Марченко-Вагапова Т.И., Каверин Д.А., Кулижский С.П., Кузнецов О.Л., Панов В.С.* Динамика развития бугристых торфяников на южной границе Восточно-Европейской криолитозоны // Почвоведение, 2017. № 5. С. 544-557.

11. *Kultti S., Väliranta M., Sarmaja-Korjonen K., Solovieva N., Virtanen T., Kauppila T., Eronen M.* Palaeoecological evidence of changes in vegetation and climate during the Holocene in the pre-Polar Urals, northeast European Russia // Journal of Quaternary science, 2003. Vol. 18. P. 503-520.

КАРБОНАТНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПОЧВАХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА: ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

SECONDARY CARBONATE ACCUMULATIONS IN SOILS OF BAIKAL REGION: PALAEOGEOGRAPHICAL ASPECTS OF INVESTIGATION

В.А. Голубцов, А.А. Черкашина, С.А. Тухта

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
tea_88@inbox.ru

V.A. Golubtsov, A.A. Cherkashina, S.A. Tuhta

tea_88@inbox.ru

Первостепенное значение при изучении эволюции почв имеет выделение устойчивых эволюционно-генетические признаков, маркирующих отдельные этапы педогенеза, особенно тех, что поддаются датированию методами абсолютной геохронологии. К таким признакам относятся новообразования карбонатов. Процессы их образования тесно связаны с генезисом почв и их эволюцией. Особенности распределения и морфологии педогенных карбонатов в профиле почв отражают направленность и интенсивность педогенеза. Их изотопный состав несет информацию о палеоклиматических условиях, составе древней растительности и динамике процессов рельефообразования. Применение различных методов датирования педогенных карбонатов позволяет решать вопросы геохронологии [Zamanian et al., 2016]. Подобные сведения представляют значительную ценность для познания закономерностей эволюции почв и ландшафтов, что обусловило большой

интерес исследователей к педогенным карбонатам.

Среди наиболее часто встречающихся форм карбонатных новообразований в почвах Байкальского региона выделяются ризолиты, игольчатый кальцит, гипокутаны, белоглазка, нодули, кутаны, лессовые куклы. Все они могут успешно применяться для реконструкции условий почвообразования.

Ризолиты формируются из растворов, насыщенных Ca^{2+}, перемещающихся по направлению к корням и последующего осаждения кальцита вдоль корня. Углерод карбонатов из вмещающих отложений полностью замещается углеродом CO_2, выделяемого корнями во время формирования ризолитов. Эти новообразования формируются относительно быстро (месяцы-годы), и, как правило, не перекристаллизовываются после окончания формирования. Перечисленные факторы обуславливают их высокий потенциал при палеореконструкциях [Barta, 2011].

Игольчатый кальцит обнаруживается в межагрегатных порах, трещинах усыхания и других пустотах в почвенной массе. Он может присутствовать и в составе других карбонатных новообразований, что было обнаружено нами в кутанах Южного Прибайкалья. С точки зрения реконструкций условий среды, игольчатый кальцит является индикатором достаточного почвенного увлажнения.

Гипокутаны формируются из растворов, просачивающихся через почвенную массу, в результате быстрого осаждения $CaCO_3$ вокруг больших и средних пор. Из-за быстрого осаждения эти формы карбонатных новообразований имеют малый возраст и формируются в течение недель-месяцев. Гипокутаны широко распространены в лессовидных отложениях Прибайкалья и Забайкалья. Они обнаруживались нами в профилях разновозрастных (каргинских, позднеледниковых, голоценовых) почв, сформированных на таких отложениях. По мнению многих исследователей, они диагностируют сухие условия среды и сопоставимы по возрасту с вмещающими их отложениями [Barta, 2011].

Белоглазка – объемные, мучнистые скопления карбонатов округлой, неправильной, слегка вытянутой или угловатой формы. В отложениях легкого механического состава белоглазка не обнаруживается. В то же время она является довольно типичным представителем карбонатного профиля черноземов, развивающихся в Байкальском регионе на лессовидных отложениях. Так, в разрезе Большой Куналей (Селенгинское среднегорье) они имеют довольно крупные размеры (8–10 см), четкие границы с вмещающей почвенной массой. Субмикроскопические исследования показали, что аккумуляции сложены преимущественно микроспаритовыми (4–50 мкм) таблитчатыми кристаллами кальцита с ровными поверхностями и хорошо выраженными гранями. Подобные размеры и форма кристаллов могут указывать на их быструю кристаллизацию из насыщенных растворов. Такой характер кристаллизации характерен для относительно сухих условий, что согласуется с выводами об условиях формирования почв.

Нодули представляют собой твердые стяжения округлой или вытянутой формы, легко отделяющиеся от вмещающей почвенной массы. Нодули могут служить индикатором интенсивности и направленности процессов выщелачивания. Но расшифровка этой информации затруднительна, так как нодули формируются в течение длительного времени (десятки-сотни лет) и всегда отражают многофазную историю развития карбонатного профиля почв [Хохлова, 2008], а их морфология зачастую не позволяет выделить стадий развития.

Кутаны как правило, представляют собой слоистые отложения карбонатного материала на поверхности различных включений в почвенном профиле. Карбонатные кутаны широко распространены в почвах аридных и семи-аридных областей. В почвах, развивающихся на известняках и других карбонатных породах, они могут формироваться и в условиях гумидного климата. Карбонатные кутаны наиболее репрезентативны для палеопочвенных исследований. На данный момент, перспективным подходом для реконструкции палеоэкологических условий является измерение соотношений стабильных изотопов углерода и кислорода в слоях натеков [Pustovoytov, 2002]. Морфология и вещественный состав педогенных карбонатных кутан неоднократно использовались для реконструкции климатических и почвообразовательных условий [Голубцов и др., 2014; Бронникова и др., 2017].

Лессовые куколки формируются в трещинах и пустотах (макропоры, ходы корней и почвенных животных). Наиболее выраженные формы таких карбонатных новообразований в Байкальском регионе были обнаружены нами в супесчаных отложениях археологического памятника Усть-Менза-15 (Забайкальский край). Здесь они приурочены к ходам крупных роющих животных в нижней части профиля современных лесных почв. Их формирование способствовало сохранению этих ходов в целости и позволило предположить наличие этапа остепнения во время формирования почв.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-04-00092).

Список литературы

1. *Бронникова М.А., Конопляникова Ю.В., Агатова А.Р., Зазовская Э.П., Лебедева М.П., Турова И.В., Непоп Р.К., Шоркунов И.Г., Черкинский А.Е.* Кутаны криоаридных почв и другие летописи ландшафтно-климатических изменений в котловине озера Ак-Холь (Тува) // Почвоведение, 2017. № 2. С. 158–175.

2. *Голубцов В.А., Черкашина А.А., Пустовойтов К.Е., Штар К.* Стабильные изотопы углерода и кислорода педогенных карбонатных кутан в черноземах Южного Прибайкалья как индикаторы локальных экологических изменений // Почвоведение, 2014. № 10. С. 1215–1227.

3. *Хохлова О.С.* Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) / Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. С. 406–437.

4. *Barta G.* Secondary carbonates in loess-paleosoil sequences : a general review // Central European Journal of Geosciences, 2011. Vol. 3(2). P. 129–146.

5. *Pustovoytov K.* Pedogenic carbonate cutans on clasts in soils as a record of history of grassland ecosystems // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2002. Vol. 177. P. 199–214.

6. *Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y.* Pedogenic carbonates : Forms and formation processes // Earth-Science Reviews, 2016. Vol. 157. P. 1–17.

ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХИБИН | GLACIOLACUSTRINE DEPOSITS OF THE KHIBINY

Е.С. Горбатов[1], С.Ф. Колесников[2]

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, Россия
e.s.gor@mail.ru
[2] Московский государственный университет геодезии и картографии, г. Москва, Россия
sfkol@yandex.ru

E.S. Gorbatov[1], S.F. Kolesnikov[2]

[1] Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow, Russia

В юго-восточной части Хибин расположен Коашвинский карьер, который вскрывает конечную морену, перегораживающую долину реки Вунемийок. Время формирования моренной гряды определяется как аллерд-поздний дриас [Евзеров, Николаева, 2000]. К зонам запирания части ледникового стока в верховьях долины приурочены подпрудные озера, на дне которых накапливались ленточные озерно-ледниковые отложения, представленные чередованием глины, алеврита, тонкозернистого песка.

Вскрытый карьером комплекс позднечетвертичных отложений мощностью до 65–70 м сложен сверху вниз мореной поздневалдайского покровного оледенения, флювиогляциальной песчано-гравийно-галечной толщей, озерно-ледниковыми ленточными осадками и несортированной валунно-глыбовой мореной горного оледенения. По данным бурения [Отчет…, 2013] слой ленточных отложений имеет сплошное распространение в долине реки Вуонемийок и залегает со слабым падением 2–3 градуса по уклону ее тальвега. Мощность толщи колеблется от 2 до 12 м, постепенно уменьшаясь к верховьям и бортам долины.

Внутри субгоризонтального пласта озерно-ледниковых отложений мощностью 5–7 м в юго-восточном борту карьера установлены два горизонта деформаций в резко ограниченных стратиграфических пределах. Верхний горизонт деформаций мощностью 0,5 м выражен только в крайней юго-

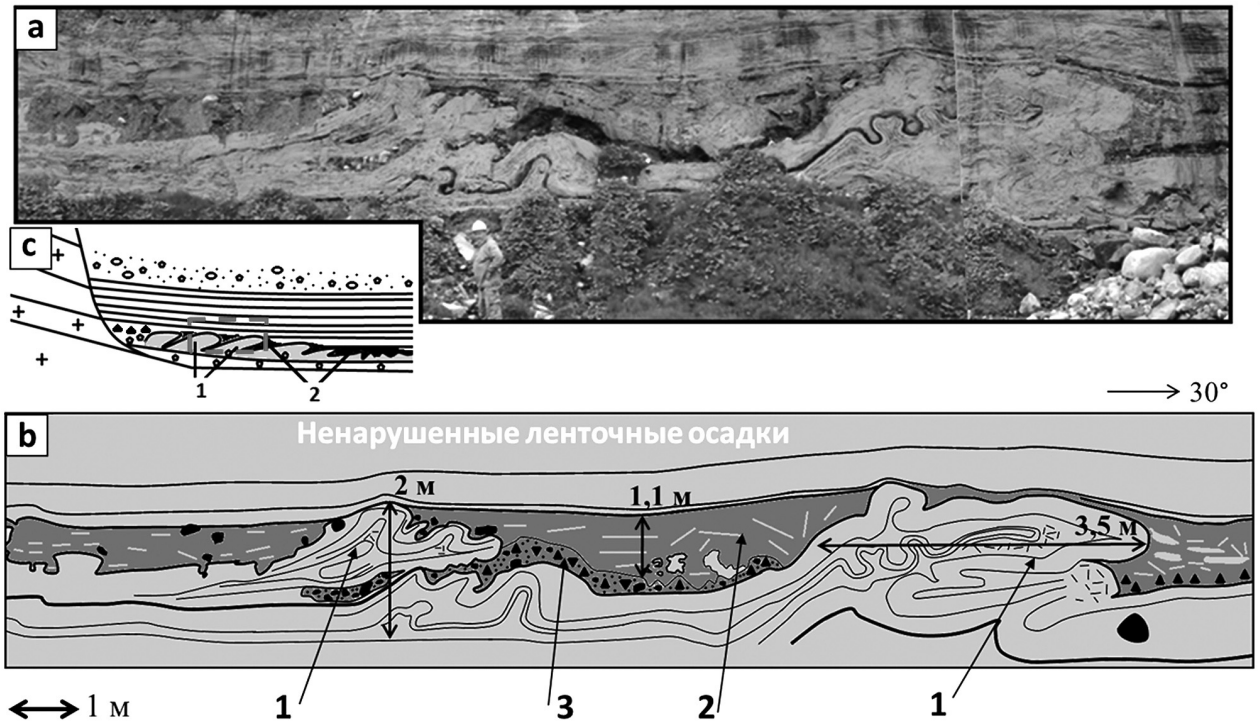


Рис. 1. Складки в зоне примыкания пласта ленточных алевритов к коренному борту (Коашвинский карьер). Фотография (a), зарисовка (b) и схема залегания в разрезе (c). Серия наползающих друг на друга опрокинутых, лежачих и ныряющих в одном направлении складок (1), перекрытых раздробленными темно-серыми глинистыми алевритами (2) с линзами и карманами грубообломочного материала в основании (3)

восточной части пласта и представлен чередованием узких опрокинутых и закрученных синформных складок и широких антиформных складок с северо-восточной вергентностью.

Нижний деформационный горизонт мощностью 0,6–1,0 м подстилается песчано-гравийно-галечной мореной на протяжении 300 м. Преобладают складки северо-восточной вергентности. Среди относительно простых складок изоклинальной, веерообразной и коробчатой формы выделяется сложная ныряющая складка с грибовидным ядром. Ленточные отложения содержат единичные включения крупных обломков и крупнозернистого песка. Деформационные слои без срезания перекрыты горизонтально переслаивающим алевритом и тонкозернистым песком.

В центральной части северо-западного борта карьера вблизи примыкания ленточных отложений к кристаллическому массиву находится складчатая деформация длиной до 20 м и мощностью 1,8–2,5 м (рис. 1). Складка сложена светло- и темно-серым алевритом и состоит из нескольких скручиваний из наползающих друг на друга лежащих, опрокинутых и ныряющих складок с амплитудой до 2 м. Осевые плоскости складок наклонены от скального борта на север-северо-восток. Пространство между складками заполнено темно-серым алевритом с включением грубообломочного материала. По мере удаления от скального массива деформационные структуры постепенно исчезают.

В некоторых местах обнаружены текстуры вдавливания, возникшие при падении валунов из тающего льда.

По мнению С.Б. Николаевой [2014], образование складок связано с подводным оползанием осадков, накопленных на наклонных участках ложа озера, которое могло произойти в результате нарушения их критической точки равновесия при динамических воздействиях, возникших за счет сейсмических сотрясений. Чередование слоев деформаций и без них связано с чередованием периодов сейсмической активизации и сейсмического затишья.

На наш взгляд, высокая встречаемость в складчатом горизонте систематически ориентированных складок позволяет предположить, что их формирование могло происходить в условиях волочения консолидированных осадков, вызванного трением плотного обломочного потока. Это совпадает с азимутом падения толщи ленточных осадков в сторону направления движения материала от скального массива к центру долины реки Вуонемийок.

В деформационных горизонтах отсутствуют следы вибрационного разжижения, такие как резкие колебания мощности текстуры прорыва, внедрения, флюидизации [Горбатов, Колесников, 2016]. Облекание наиболее выступающих частей складок субгоризонтальными слойками наглядно показывают, что в процессе смятия пластичные слоистые отложения были достаточно уплотнены и не растекались под собственным весом. При сейсмическом разжижении этот микрорельеф не смог бы сохраниться. Наиболее вероятной причиной образования складчатого горизонта мог быть вынос селевого потока со склонов прилегающего горного массива или с верховий долины в результате прорыва подпрудного озера.

Список литературы

1. *Горбатов Е.С., Колесников С.Ф.* Деформационные текстуры в озерно-ледниковых отложениях Хибин и оценка их сейсмогенности // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 3. С. 5–17.

2. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона. Геоморфология, 2000. №1. С. 409–412.

3. *Николаева С.Б.* Складчатые деформации в позднеплейстоценовых отложениях Хибин (центральная часть Кольского полуострова): морфология и генезис. Вестник МГТУ, 2014. Т. 17. № 2. С. 329–339.

4. Отчет Мурманской экспедиции по перерасчету запасов апатит-нефелиновых руд Коашвинского месторождения на 01.01.2013 г. Апатиты, 2013.

ПРИМЕНЕНИЕ ГИС В РЕКОНСТРУКЦИИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (СОЛОВЕЦКИЙ АРХИПЕЛАГ И ОНЕЖСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

APPLICATION OF GIS IN RECONSTRUCTION OF WHITE SEA LEVEL VIBRATIONS IN THE HOLOCENE ON PALEOLYMNOLOGICAL DATA (SOLOVETSKY ARCHIPELAGO AND ONEGA PENINSULA)

И.М. Греков[1], П.А. Леонтьев[1], Л.С. Сырых[1], Д.А. Субетто[1,2]

[1] РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
[2] ИВПС КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия
ivanmihgrekov@gmail.com

I.M. Grekov[1], P.A. Leontev[1], L.S. Syrykh[1], D.A. Subetto[1,2]

[1] Herzen University, St. Petersburg, Russia
[2] NWPI KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

Геоинформационные технологии находят широкий спектр применения в палеогеографических исследованиях. ГИС позволяют расширить возможности использования карт: они не только применяются в дистанционном исследовании различных регионов Земли, но и позволяют проводить анализ результатов лабораторной обработки материалов, собранных в экспедиционных исследованиях.

С целью реконструкции колебаний Белого моря проведены 4 комплексных экспедиции по изучению донных отложений малых озер Онежского полуострова и островах Соловецкого архипелага [Субетто, 2012; Леонтьев, 2016]. Литологический, диатомовый анализы и результаты радиоуглеродного датирования отобранных в экспедициях материалов дают представление о колебании уровня вод Белого моря в позднеледниковье и голоцене.

Обработка картографических материалов с применением спутниковых масок рельефа програм-

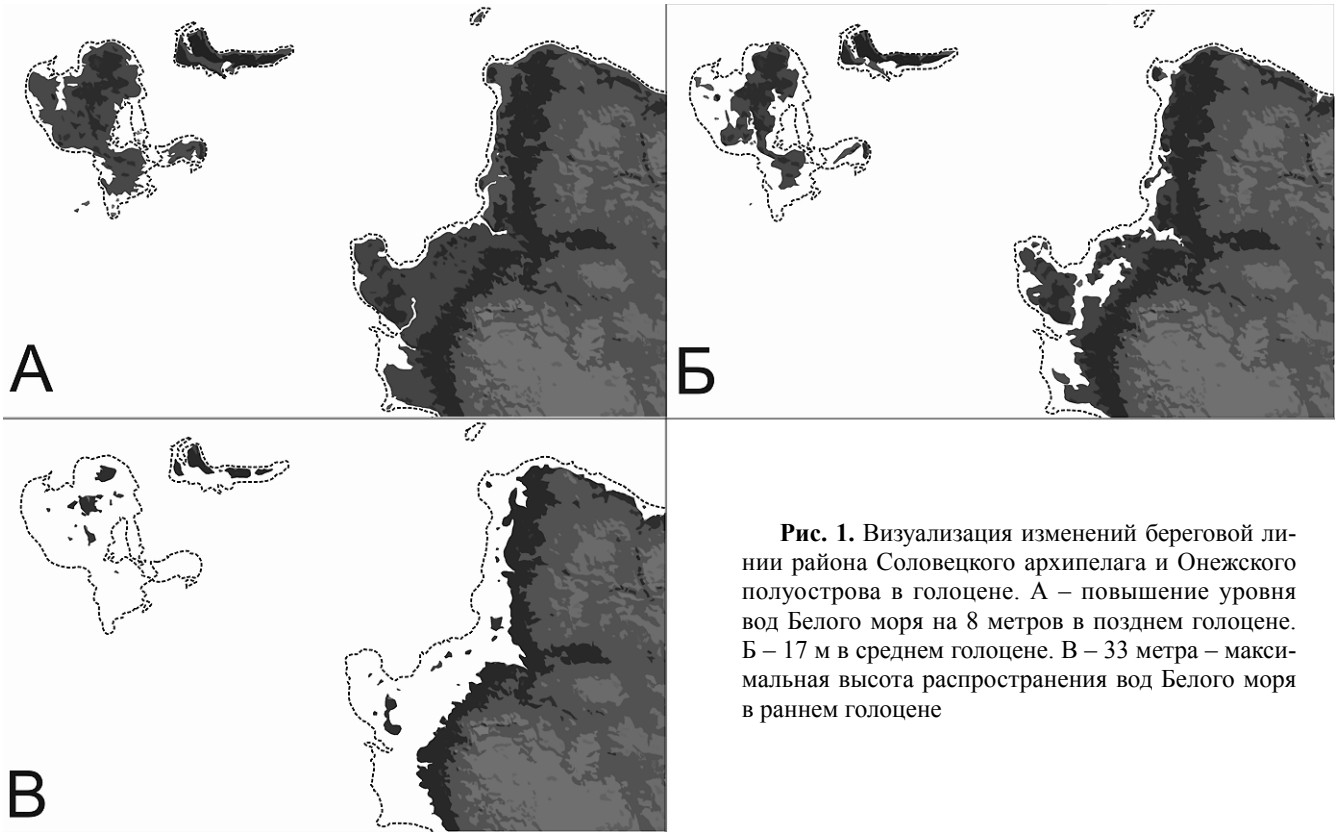


Рис. 1. Визуализация изменений береговой линии района Соловецкого архипелага и Онежского полуострова в голоцене. А – повышение уровня вод Белого моря на 8 метров в позднем голоцене. Б – 17 м в среднем голоцене. В – 33 метра – максимальная высота распространения вод Белого моря в раннем голоцене

мы NASA ASTER и их последующая визуализация дополнены результатами лабораторной обработки экспедиционных материалов. Погрешность определения высот в данных не превышает 3–5 м, что можно считать приемлемой [Греков, 2016]. Визуализация общего облика исследованного региона на различные временные срезы представлены на рис. 1.

Таким образом, применение 3D моделей рельефа, в комплексе с результатами лабораторных анализов экспедиционных материалов, позволяет проводить детальную реконструкцию изменения окружающей среды в прошлом.

Исследование выполнено в рамках научного проекта РФФИ 16-05-00727_а.

Список литературы

1. *Греков И.М., Леонтьев П.А., Сырых Л.С., Субетто Д.А.* Реконструкция колебаний Белого моря на территории Соловецкого архипелага // Природное и культурное наследие Арктики. Сборник статей по материалам научно-практической конференции, Санкт-Петербург, РГПУ им. А.И. Герцена, 10-13 ноября 2016 года / Отв. ред. В.В. Лаптев, Д.А. Субетто, А.Н. Паранина – СПб: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2016. С. 37–41

2. *Леонтьев П.А., Греков И.М., Субетто Д.А., Кузнецов Д.Д., Колька В.В., Лудикова А.В., Потахин М.С., Сапелко Т.В., Сырых Л.С., Толстобров Д.С.* Стратиграфия озерных отложений Онежского полуострова, Белое море // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 3(40), С. 125–129.

3. *Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., Ван-Биек П., Суо М., Субетто Г.Д.* Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 446, № 2. С. 183–190.

ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЕ ПОКРОВНЫЕ ЛЕССОВИДНЫЕ СУГЛИНКИ КАК ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ ДЛЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ

LATE VALDAI MANTLE OF LOESSLIKE LOAMS AS THE PARENT ROCKS FOR HOLOCENIC SOILS

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия
gugali@rambler.ru, alifanov_v@mail.ru

L.A. Gugalinskaya, V.M. Alifanov

Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia

В настоящее время в науках о Земле активно внедряются подходы теории динамических систем, катастроф, самоорганизации и др., радикально изменившие представления о соотношениях упорядоченности и хаотичности, предсказуемости и непредсказуемости, стационарности и катастрофичности. К этой группе наук, по-видимому, можно относить и науку Почвоведение, к изучению объектов которой могут быть привлечены практически все из перечисленных подходов. В докладе характеризуется конкретная ситуация, показывающая, что в ареалах подтиповых серых лесных почв, по определению сформированных в схожих условиях почвообразования (климата, рельефа, растительности, покровных лессовидных суглинков в качестве почвообразующих пород), в непосредственной близости друг от друга, почвы могут иметь совершенно разные профили. Исследования проводились на стенках двух, рядом расположенных известняковых карьеров на севере Тульской области, разделенных несколькими незначительными водными артериями.

В литературе известны основные характеристики среды, в которой в предголоценовое время могли формироваться почвообразующие породы для голоценовых почв и в которых в голоцене протекают процессы межледникового почвообразования. По нашему мнению почвообразующие породы голоценовых почв центра ВЕР начали накапливаться после окончания формирования погребенной пущинской почвы (около 18 000 назад) (рисунок: А, Б).

Эти позднеледниковые отложения в качестве почвообразующих пород часто состоят из наложенных друг на друга маломощных и слабовыраженных элементарных почвенных образований (ЭПО). В голоцене, на основе этих ЭПО, формировались генетические горизонты голоценовых почв. Таким образом, история развития современных почвенных профилей – процесс гораздо более длительный, чем голоцен, он включает в себя также и доголоценовый процесс формирования почвообразующих пород. Именно в процессе накопления поздневалдайских покровных лессовидных суглинков была сформирована слоистая полилитогенная толща, состоящая из ЭПО, которая послужила фоном для голоценового почвообразования [Гугалинская, 1997; Гугалинская, Алифанов, 2000, 2009].

Голоценовое почвообразование, в свою очередь, связало разные литологические слои, прошедшие через поздневалдайский интерфазиальный педогенез, в парагенетические системы современных гетерохронных, полилитогенных и полигенетических почв, превратив их в межледниковые зональные почвы, такие разные морфологически и экологически. Голоценовое почвообразование, как выясняется, нельзя назвать беспроблемным. В настоящее время инструментально установлено, что примерно 10-метровый верхний слой покровных суглинков колеблется с часовыми, суточными, годовыми и многолетними периодами, и что энергетически этот верхний слой связан с автоколебательным режимом Земли [Селюков, Стигнеева, 2010]. В перигляциальных условиях позднеледниковья, т.е. в условиях слабой в летнее время закрепленности поверхностного оттаявшего суглинистого материала, вполне вероятен процесс его перераспределения по элементам рельефа и микрорельефа. В условиях летнего, хотя не очень заметного потепления, на вновь принесенном и вновь обнажившегося материале формировались элементарные почвенные образования. В результате почвообразующие суглинки для голоценовых почв оказались слоистыми и уже имеющими некоторое палеопочвенное прошлое. И в этой слоистости почвообразующих пород, по нашему мнению, убедительно зафиксирован 1800-летний ритм циклических изменениях климата.

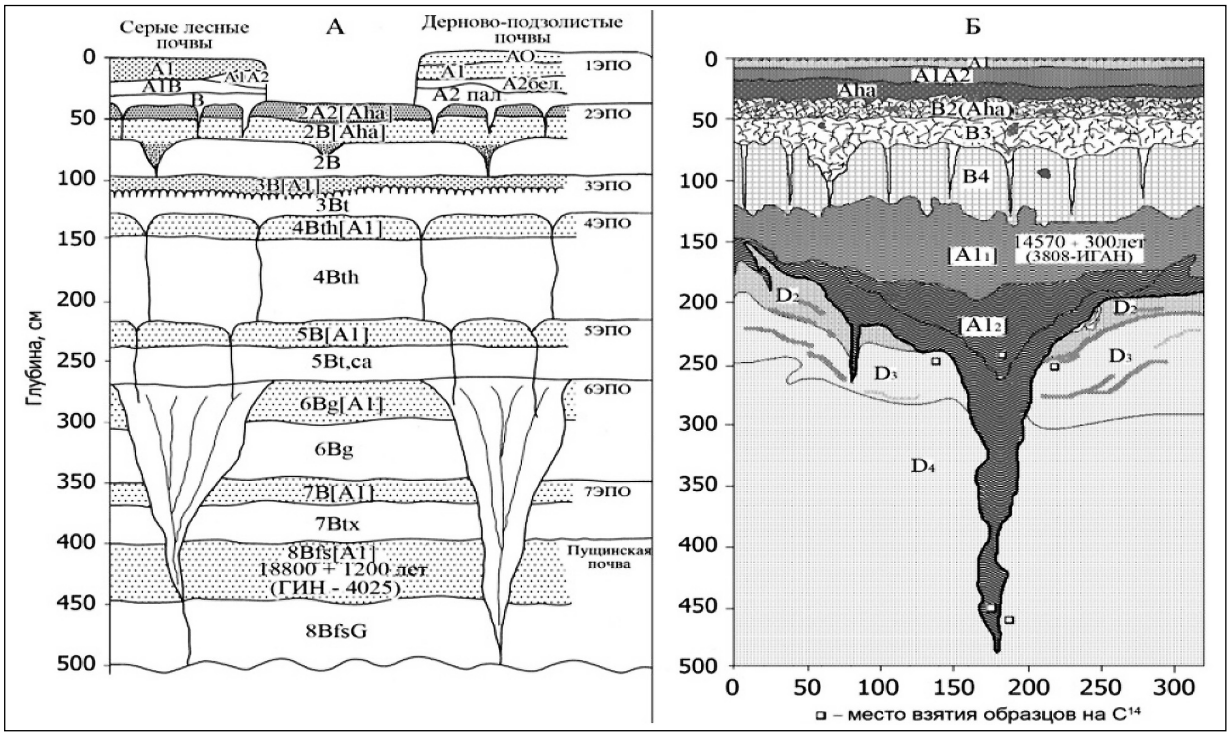


Рисунок. Почвообразующие породы и почвы, на них сформированные: А – гипотетический литологический профиль серых лесных и дерново-подзолистых почв центра Восточно-Европейской равнины (радиоуглеродный возраст 2 ЭПО – 5980±60 лет, ИГАН-2770; 5 ЭПО – 14 570±300 лет, ИГАН-3808; 8 ЭПО – 18 800±1200 лет, ГИН-4025. Б – Погребенная палеокриогенная крупная клиновидная грунтовая структура в современной серой лесной почве (межблочное понижение). Московская область.

Условные обозначения: A1, A1A2, B2Aha, Aha, B3, B4, [$A1_1$], [$A1_2$], D2, D3 и др. – генетические горизонты дневной и погребенной почв. Возраст гумусированного материала в окончании клина 14 100±370 лет, ИГАН-3809

С появлением космической съемки и других новых методов исследований стало очевидным, что земная кора постоянно и повсеместно находится в движении, приводя горные породы в напряженное и перенапряженном состояние, когда они начинают деформироваться и разрушаться с формированием тектонических разрывов, образовании блоков или смещения блоков горных пород вдоль заложенных ранее разломов [Садовский, 1986]. Из этой модели следует, что кора состоит из ряда блоков, крупные блоки которой являются системами меньшего масштаба, как бы вложенными одна в другую.

Таким образом, поздневалдайские покровные лессовидные суглинки в центре Восточно-Европейской равнины являются почвообразующими породами для голоценовых дерново-подзолистых, серых лесных почв и северных подтипов черноземов. Показано, что история развития почвенных профилей – процесс гораздо более длительный, чем голоцен, он включает в себя также и доголоценовый процесс формирования почвообразующих пород. Именно в процессе накопления поздневалдайских покровных лессовидных суглинков была сформирована полилитогенная слоистая толща, состоящая из элементарных почвенных образований, которая послужила фоном для голоценового почвообразования. Именно история формирования почвообразующих пород определяет морфологию голоценовых почв. Голоценовое почвообразование использует особенности слоистости почвообразующих пород как основу для построения профиля.

Список литературы

1. *Гугалинская Л.А.* Морфолитопедогенез центра Русской равнины: автореф. дисс. д-ра биол. наук // Л.А. Гугалинская. – Пущино, 1997. 44 с.

2. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины // Почвоведение № 1. 2000. С. 102–113.

3. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Механизм формирования позднеплейстоценовой суглинистой толщи как почвообразующей породы для голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины. Бюлл. МОИП, Отд. биол., 2009. – Т. 114, вып. 3. Часть 1. С. 219–225.

4. *Садовский М.А.* Автомодельность геодинамических процессов. Вест. АН СССР,1986. № 8, С. 3–11.

5. *Селюков Е.И., Стигнеева Л.Т.* Краткие очерки практической микродинамики. СПб, 2010, 176 с.

СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕВОЛЖСКОГО РЕГИОНА

STATE OF THE STRATIGRAPHICAL STUDY OF THE QUATERNARY OF THE LOWER VOLGA REGION

Г.А. Данукалова[1], А.С. Застрожнов[2]

[1] Институт геологии УНЦ РАН, Казанский федеральный университет, Уфа, Россия
danukalova@ufaras.ru
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, С.-Петербург, Россия
zast@vsegei.ru

G. Danukalova[1], A. Zastrozhnov[2]

[1] Institute of Geology USC RAS, Kazan Federal University, Ufa, Russia
[2] VSEGEI, S. Petersburg, Russia

Четвертичный разрез территории слагают преимущественно морские, а также аллювиальные, дельтовые, озерные и другие генетические типы отложений. Максимальные мощности отложений наблюдаются в мульдах и прогибах Прикаспийской впадины (до 1000 м и более). Колебание уровня Каспийского моря в четвертичное время превышало 160 м. В короткие отрезки четвертичной истории по Манычскому проливу возникал сток Каспия в Азовское и Черное моря.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема этой территории принята в 1986 г. [А.А. Романов, Г.И. Кармишина, В.К. Шкатова; Решение…, 1986 г.], в 1998 г. она была уточнена [А.С. Застрожнов; Постановления…, 1999].

К *гелазию* относятся средний-верхний подгоризонты акчагыльского горизонта. Осадки среднего акчагыла (до 220 м) образованы трансгрессией Каспия, покрывшей территорию региона и по долинам палеорек проникшей в бассейны рек Белая и Кама. Присутствуют моллюски, остракоды и фораминиферы. Состав спорово-пыльцевых комплексов (СПК) свидетельствует об умеренно теплом климате. В позднем акчагыле (мощность осадков до 120 м) развивалась регрессия бассейна. Присутствуют солоноватоводные и морские моллюски и остракоды; СПК лесного типа. Породы принадлежат к ортозоне Матуяма.

Эоплейстоцен представлен морскими, озерными и аллювиально-морскими образованиями апшеронского горизонта, который по фауне моллюсков, остракод и СПК подразделен на три подгоризонта. Морские отложения распространены на всей территории. Мощность их от 400 до 900 м, а в компенсационных мульдах – до 2 тыс. м. Нижний апшерон (до 170 м) охарактеризован моллюсками с доминированием *Dreissena* и обедненным комплексом остракод. На суше господствовали хвойно-лиственные леса. Породы отвечают ортозоне Матуяма; в подошве – зафиксированы верхи субзоны Олдувей, в кровле – микрозона Гилза. Морские отложения среднего апшерона (до 130 м) в нижней части содержат комплекс солоноватоводных моллюсков и остракод и СПК лесостепного облика; в верхней части – комплексы солоноватоводных и пресноводных моллюсков и остракод обедненены, СПК степного типа. В кровле отложений – зона Харамильо. Морские отложения верхнего апшерона (до 100 м) характеризуются комплексом морских остракод и моллюсков, СПК полупустынного

типа. Внутри пород отмечена микрозонп Камикатсура [Застрожнов и др., 2009; Лаврищев и др., 2011].

К *нижнему неоплейстоцену* относятся тюркянский и бакинский горизонты. Аллювиальные и аллювиально-морские отложения тюркянского горизонта (МИС 19) (до 28 м) выполняют понижения древнего рельефа. Содержат солоноватопресноводный комплекс моллюсков и имеют прямую намагниченность ортозоны Брюнес. Морские образования бакинского горизонта распространены южнее г. Волгограда, в долине Манычей, на западном побережье Каспия. Породы сформировались в эпоху прямой полярности Брюнес. Возраст отложений по данным трекового анализа 600 т.л., по термолюминисцентному датированию 378–480 т.л. [Лаврищев и др., 2011]. По фауне моллюсков и остракод выделяют два подгоризонта. Нижний (МИС 18-16) (до 105 м) имеет лесостепные и степные СПК, свидетельствующие об относительно влажном и прохладном климате. Верхний (МИС 15-12) (до 35 м) охарактеризован СПК лесного типа с преобладанием сосен и елей. На севере территории известны аллювиальные отложения IV надпойменной террасы (нпт) бассейна Волги (до 60 м).

Средний неоплейстоцен включает сингильский горизонт и нижний подгоризонт хазарского горизонта. Озерно-аллювиальные отложения сингиля (МИС 11) (до 15 м) содержат млекопитающих, моллюсков и остракод. Состав семенной флоры и СПК свидетельствуют о слесостепных ландшафтах. Нижний хазар (МИС 10-6) образуют аллювиальные, аллювиально-морские и морские образования. На севере территории формировалась III нпт (низ) (до 50 м). Южнее, аллювий замещается морскими осадками (до 15 м). В ЮЗ части Прикаспийской низменности мощность отложений достигает 600 м. Отложения охарактеризованы моллюсками, остракодами, фауной млекопитающих (хазарский комплекс). СПК менялись от марево-полынных степей до тайги и перигляциальной лесостепи. По данным Th-U, TL методов возраст отложений оценивается в более 300, более 250, 148–177 и 142–108 т.л. Отложения имеют прямую полярность (Брюнес) и 1-2 субзоны обратной полярности [Shkatova, 2010].

К верхнему неоплейстоцену относится верхний подгоризонт хазарского горизонта, и хвалынский надгоризонт. Верхний хазар (МИС 5) представлен в тех же фациях, что и нижний. Аллювиальные (5–40 м), аллювиально-морские (4–12 м) и морские (8–40 м) образования распространены южнее и сменяют друг друга по латерали. Аллювий на севере региона формирует III нпт (верх) (до 15 м). Морские и аллювиально-морские отложения содержат моллюсков, остракод и остатки млекопитающих, живших в условиях умеренного и влажного климата. На фоне прямой полярной ортозоны Брюнес выделена субзона Blake. Отложения продатированы Th-U и TL методами (122-87 и 127-(130)-84 т.л.) [Shkatova, 2010]. В состав хвалынского надгоризонта входят терешкинский, енотаевский и сарпинский горизонты. К терешкинскому (МИС 4) относятся аллювиально-морские отложения II нпт (низ), ательские лессовидные, озерно-аллювиальные и морские отложения. Аллювиально-морские отложения II нпт (низ) (до 30 м) охарактеризованы остракодами. Ательские образования (до 15 м) содержат наземных и пресноводных моллюсков, пресноводных остракод, млекопитающих верхнепалеолитического комплекса, обитавших в условиях степного, тундрово-степного засушливого климата. Ательское время отвечает глубокой регрессии Каспия до отметок –70 м [Безродных и др., 2004; Bezrodnykh, 2015] или –140 м [Лохин и др. 1990]. По данным TL анализа формирование образований происходило 80–28 тыс. лет назад [Шаховец, 1987]. В них обнаружена аномальная намагниченность, сопоставленная с экскурсом Стрейт (60–80 т.л.) [Еремин и др., 1981]. Морские отложения образуют две террасы: максимальной стадии развития моря на +45 +50 м а.о. и стадии стабилизации моря на + 20 +30 м а.о. Осадки содержат моллюсков. Возраст отложений оценивается в 34–19 т.л. [Безродных и др., 2015]. Для отложений характерна прямая полярность с участками аномальной. Енотаевский и сарпинский горизонты (МИС 3-2). Аллювий I нпт (до 23 м) развит в левобережной северной части территории. Господствовали разнотравно-марево-полынные степи. Морские отложения (до 14 м) слагают с поверхности Прикаспийскую равнину и содержат моллюсков и остракод. СПК характеризуют марево-полынные степи. На фоне прямой полярности выделяется аномальная зона Гетеборг. По данным С14 датирования осадки сформировались 11–19 т.л. [Безродных и др., 2015]. Аллювиально-морские отложения (до 20 м) образуют характерные формы рельефа, названные бэровскими буграми. В них встречены многочисленные солоноватоводные и пресноводные остракоды и моллюски.

Нерешенные вопросы и задачи дальнейших исследований

Несмотря на большой накопленный материал, до настоящего времени отсутствует единство взглядов как в отношении региональной стратиграфической шкалы для Прикаспия. Новые материалы доказывают, что сингильские отложения отвечают завершающей фазе регрессии раннеха-



зарского бассейна (МИС 6) и разделяют два подгоризонта хазара – нижний и верхний [Zastrozhnov et al., 2015]. Предлагается считать сингильский териокомплекс синонимом хазарского фаунистического комплекса, возможно, выделяя в качестве его ранней фазы [Titov, Golovachev, 2014; Golovachev, 2015; Zastrozhnov et al., 2015]. Это ведет за собой изменение стратиграфического объема нижнего и верхнего подгоризонтов хазара, а также истории геологического развития Прикаспия в среднем неоплейстоцене. Таким образом, схема четвертичных отложений Нижневолжского региона находится сейчас в стадии серьезного пересмотра и требует значительных изменений.

Список литературы

1. *Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д., Сорокин В.М., Парунин О.Б. Бабак Е.В.* Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.

2. *Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина В.Л.* Мангышлакские отложения (голоцен) Северного Каспия // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География, 2015. № 2. С. 77–85.

3. *Головачев М.В.* Сингильский териокомплекс как ранняя стадия развития хазарской фауны // ПАЛЕОСТРАТ-2015. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 26–28 января 2015 г. Программа и тезисы докладов. Ред. Алексеев А.С. М.: Палеонтол. ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2015. С. 26–27.

4. *Еремин* и др., 1981 *Еремин В.Н., Молостовский Э.А.* Палеомагнитный разрез плейстоцена Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР, 1981. Сер. геол. Вып. 7. С. 71–76.

5. *Застрожнов С.И., Застрожнова О.И., Застрожнов А.С., Гагин А.М., Шкатова В.К., Савин В.В., Писаренко Ю.А., Журавлева О.Ю., Фоменко А.К., Рогачев В.Н., Тихонов В.И., Клюев Н.К., Валиева А.И., Чуйко М.А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Центрально-Европейская. Лист М-38 – Волгоград. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 399 с.

6. *Лаврищев В.А., Греков И.И., Семенов В.М.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38 – Пятигорск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 420 с.

7. *Лохин М.Ю., Маев Е.Г.* Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. Моск. ун-та , 1990. Сер. 5. География. № 3. С. 34–40.

8. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Ленинград–Полтава–Москва, 1983 г. Л., 1986. 157 с.

9. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 31. СПб: 1999. 41 с.

10. *Шаховец С.А.* Хронология палеогеографических событий позднего плейстоцена Нижней Волги (по данным термолюминесцентного метода): Автореф. диссерт. канд. географ. наук. М. 1987.

11. *Shkatova V.K.* Paleogeography of the Late Pleistocene Caspian Basins: Geohronometry, paleomagnetism, paleotemperature, paleosalinity and oxygen isotopes // Quaternary International, 2010. V. 225. P. 221–229.

12. *Titov V., Golovachev M.* Data on elephants from Middle – Upper Pleistocene sediments of the Astrakhan Volga area (Astrakhan Region, Russia). Proceedings of the VIth International Conference on Mammoths and their Relatives. Grevena – Siatista, 2014. P. 200.

13. *Zastrozhnov A., Danukalova G., Golovachev M., Titov V., Tesakov A., Simakova A., Osipova E., Yakovlev A.* Singil deposits in the Quaternary sequence of the Lower Volga area: new data and new constrains (Russia). IGCP 610 Third Plenary Conference and Field Trip «From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary» 22-30 September 2015, Astrakhan, Russia. Proceedings / Ed.: A. Gilbert, V. Yanko-Hombach, T. Yanina. M.: MSU Press, 2015. P. 201–204.

ЦИКЛИЧНОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (АНАЛИТИЧЕСКАЯ МИКРОСТРАТИГРАФИЯ ВАРВНЫХ ОСАДКОВ СОЛЕНЫХ ОЗЕР ХАКАСИИ И МОНГОЛИИ)

THE CLIMATE CHANGES CYCLICITY IN CENTRAL ASIA IN THE LATE GOLOCENE (ANALYTICAL MICROSTRATIGRAPHY OF HAKASIA AND MONGOLIA SALT LAKES VARVE SEDIMENTS)

А.В. Дарьин, В.А. Бабич, И.А. Калугин

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
darin@ngs.ru; avd@igm.nsc.ru

A.V. Darin, V.A. Babich, I.A. Kalugin

Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

Правильность и точность временной шкалы является главным условием при поиске природных климатических циклов и оценке их периодичности. Озера с ежегодно ламинированными донными осадками (варвные, ленточные глины) привлекают большое внимание исследователей, поскольку содержат палеоинформацию об изменениях природной среды высокого временного разрешения [Bernd Zolitschka et al., 2015]. Наличие визуально выделяемых годовых слоев позволяет строить точные временные модели длиной в несколько тысячелетий. Особенно важно использование варвохронологий в озерах, содержащих карбонатный осадок, поскольку возможности радиоуглеродного датирования зачастую ограничены в связи с т.н. «бассейновым эффектом». В то же время, эти озера содержат подробную информацию о вариациях внешней среды, поскольку процессы осадкообразования тесно связаны с соленостью воды и температурными изменениями [Третьяков и др., 2012]. Для построения временных рядов, содержащих информацию об изменениях климата в степных районах Центральной Азии нами исследованы керны донных отложений ряда озер региона: оз. Шира, оз. Беле (Хакасия), оз. Телмен (Монголия).

Керны донных осадков получены с использованием ударных трубок в наиболее глубоких частях озер. После вскрытия вдоль оси отбора, половина керна разделывается на дискретные образцы с шагом 10 мм. Впоследствии эти образцы используются для исследования физических свойств, химического состава, изотопной датировки, поскольку верификация варвохронологической модели производится сравнением с данными распределения активности изотопов цезия-137 и свинца-210. Вторая половина керна используется для приготовления твердых образцов донных осадков, применяемых для микроаналитических исследований и изготовления оптических шлифов. Методиками аналитической микростратиграфии с использованием РФА на пучках синхротронного излучения [Дарьин и др., 2013] получены временные ряды вариаций микроэлементного состава по глубине керна с шагом, соответствующим временному разрешению в 1 год.

Такой шаг опробования позволяет провести прямое сравнение состава донных осадков с данными инструментальных метео- и гидрологических наблюдений для выделения набора климатических индикаторов (прокси). Так для осадков озера Шира получен набор литолого-геохимических параметров, имеющих высокие корреляционные связи с уровнем озера на временном интервале 1910–1985 гг. (табл. 1).

Таблица 1

Корреляция между литолого-геохимическими индикаторами донных осадков и уровнем озера Шира во временном интервале 1910–1985 гг.

Индикатор	Коэффициент корреляции	Индикатор	Коэффициент корреляции
LOI (потери при прокаливании)	+0.86	XRD (рентген. плотность	-0.82
Br	+0.81	Ti/Mo	-0.66
Zn	+0.75	Sr	-0.55

Полученные данные позволяют строить количественные уравнения (трансферные функции),

связывающие состав и свойства осадка с метеоданными и гидрологическими характеристиками озера. Аппроксимация функций на всю глубину опробования позволяет получить количественные реконструкции уровня озера и среднегодовых температур региона за последние тысячелетия на погодовой временной шкале с качеством, сопоставимым с данными инструментальных метеонаблюдений [Дарьин и др., 2015]. Понимание зависимости состава осадка от погодно-климатических условий позволяет интерпретировать вариации содержаний микроэлементов в терминах изменений внешней среды.

Математическая обработка временных рядов на интервале последних полутора тысяч лет с использованием вейвлет анализа, разложения Фурье и преобразования Гильберта-Хуана позволила выделить набор устойчивых природных циклов и оценить их периоды: 2,6; 5,9; 12,9; 28,9; 35; 99; 198; 325 и 880 лет.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект №16-05-00647).

Список литературы

1. *Bernd Zolitschka, Pierre Francus, Antti E.K. Ojala, Arndt Schimmelmann. Varves* in lake sediments – a review // Quaternary Science Reviews, Volume 117, 2015, Pages 1–41.

2. *Дарьин А.В., Калугин И.А., Ракшун Я.В.* Сканирующий рентгеноспектральный микроанализ образцов донных осадков с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2013. Т. 77. № 2. С. 204.

3. *Дарьин А.В., Калугин И.А., Максимов М.А., Рогозин Д.Ю., Ракшун Я.В., Дарьин Ф.А., Сороколетов Д.С.* Реконструкция уровня оз. Шира за последние 1500 лет на годовой временной шкале (по данным рентгенофлуоресцентного микроанализа на пучках синхротронного излучения) // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2015. Т. 79. № 1. С. 141.

4. *Третьяков Г.А., Калугин И.А., Дарьин А.В., Рогозин Д.Ю., Дегерменджи А.Г.* Физико-химические условия сезонного осаждения карбонатов в озере Шира (Хакасия) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 197.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

ACTIVE FAULTS AND PALEOEARTHQUAKES OF THE GORNY ALTAI

Е.В. Деев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия
deevev@ngs.ru
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

E.V. Deev

A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

В результате палеосейсмологических и археосейсмологических исследований в пределах Горного Алтая выделено три зоны концентрации древних и исторических землетрясений, связанные с региональными активными разломами: 1) район Чуйской и Курайской внутригорных впадин (Курайская зона разломов); 2) зона Катунского разлома; 3) район Уймонской внутригорной впадины (зона Южно-Теректинского разлома).

Активные разломы Курайской зоны ограничивают с севера Чуйскую и Курайскую внутригорные впадины. За инструментальный период наблюдений с разломами зоны связаны землетрясения с $M \leq 5$. На северо-западе Чуйской впадины, в зоне Курайского разлома, обнаружен разломный уступ, морфология которого указывает на надвигание отложение впадин в сторону Курайского хребта [Deev et al., 2017]. Уступ отдельными сегментами

протягивается на 6.4 км. Тренчинговыми исследованиями сегментов уступа выявлены следы трех палеоземлетрясений. Для двух событий выявлены плоскости падающих на юг сейсмогенных разрывов взбросово-надвиговой кинематики и оценены амплитуды смещений по ним в 1.8 и 4.8 м. Такие смещения позволяют оценить моментные магнитуды (Mw) палеоземлетрясений в 6.9÷7.1 и 7.2÷7.6, а интенсивность (I) в 8–9 и 9–11 баллов соответственно. Датированием органического материала из коллювиальных клиньев возраст сейсмогенных подвижек определен в интервалах 1315–1285 и 3400–3060 лет назад. Параметры разломного уступа говорят о том, что и третье палеоземлетрясение с возрастом 5755–5655 лет назад имело магнитуду около 7 и интенсивность 9–10 баллов. Ряд погребальных конструкций курганного могильника Туралу-Джурт-III носит явные признаки смещений, деформаций и разрушений, связанных с формированием разломного уступа при землетрясении около 1300 лет назад [Деев, Бородовский, 2017].

Еще один активно растущий разломный уступ высотой от 2 до 15 м является смыкающим сегментом между форберговыми поднятиями, разделяющими расположенный на севере Акташский грабен от остальной части Курайской впадины [Неведрова и др., 2014]. В пройденной в наиболее низкой части уступа траншее выявлен падающий на юг сейсмогенный взброс с амплитудой смещения 1.2 м. Величина сейсмогенного смещения позволяет оценить параметры землетрясения с возрастом 6440–6175 лет назад – Mw = 6.7÷7.0 и I = 8–9 баллов.

В разрезах отложений, выполняющих Яломанский грабен (южная оконечность Катунского разлома), выявлены первичные и вторичные сейсмодислокации сильных палеоземлетрясений и их кластеров [Деев и др., 2009, 2015]. Они произошли около 150, 90, 38, 25, 20 тыс. лет назад, в интервале 19–12.5 тыс. лет, ранее 12.5 тыс. лет. Эпицентральные зоны двух последних землетрясений, судя по параметрам палеосейсмодислокаций, располагались непосредственно в самом грабене. Магнитуды этих землетрясений составили Mw = 6.4–6.9 и Ms = 7.2–7.7, а интенсивность I = 8–9 и I = 9–11 баллов по шкале MSK-64 соответственно. Другие палеоземлетрясения с $M \geq 5–5.5$ и интенсивностью $I \geq 6–7$ также связаны с Катунским разломом или его разломными оперениями.

Следы еще одного исторического землетрясения с $I \geq 5–6$, произошедшего в период с IV века до н.э. по начало I века н.э., выявлены при исследованиях некрополя скифского времени Чултуков Лог-1, который расположен в пределах Манжерокского грабена (северное окончание Катунского разлома). Здесь зафиксированы: перекрытие коллювием курганов возле горного склона, разброс коллювиальных глыб на расстояние до 25 м от горного склона, повреждение ими насыпей и крепид курганов, разрушение каменных внутримогильных сооружений, нарушение анатомического положения скелетов погребенных, в том числе в захоронениях, не перекрытых коллювием [Деев и др., 2012; Деев, Бородовский, 2017].

Палеосейсмологическими исследованиями подтверждено надвигание северного борта Уймонской впадины на ее осадочное выполнение по зоне активного Южно-Теректинского разлома. Наиболее молодая подвижка по разлому в 7–8 веках н.э. спровоцировала землетрясение с Mw = 7.4÷7.7 и I = 9–11 баллов. Еще одно землетрясение ($M \geq 7$, I = 9–10 баллов), связанное с этим разломом, могло произойти около 16 тыс. лет назад. Оно послужило триггером для формирования сейсмогравитационных структур, образовавших плотину подпрудного озера, возраст базальной части отложений которого составляет 14±1 тыс. лет. Разрушение обвальной плотины и спуск озера связаны с землетрясением ($M \geq 7$, I = 9–10 баллов) на рубеже около 6000 лет назад. Следы существенно более древних землетрясений с $M \geq 5–5.5$ и интенсивностью $I \geq 6–7$, случавшихся в пределах Уймонской впадины, фиксируются по вторичным сейсмогенным деформациям в отложениях этапа спуска позднеплейстоценового ледниково-подпрудного озера (100-90 тыс. лет) и в аллювии с возрастом около 77 тыс. лет [Деев и др., 2013а,б; Зольников и др., 2016].

Список литературы

1. *Деев Е.В., Бородовский А.П.* По следам древних землетрясений в Горном Алтае // Природа, 2017. № 3. С. 86–88.

2. *Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В.* Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катуни (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 9. С. 1154–1168.

3. *Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А.* Сейсмиты в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2009. Т. 50. № 6. С. 703–722.

4. *Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А.* Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 2013а. Т. 54. № 3. С. 410–423.

5. *Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А., Гуськов С.А.* Следы древних землетрясений в аллювии р. Катунь (Уймонская впадина, Горный Алтай) // ДАН, 2013б. Т. 449. № 5. С. 558–563.

6. *Деев Е.В., Зольников И.Д., Лобова Е.Ю.* Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2015. Т. 56. № 9. С. 1601–1620.

7. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Русанов Г.Г., Назаров Д.В., Котлер С.А.* Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.

8. *Неведрова Н.Н., Деев Е.В., Санчаа А.М.* Глубинное строение и характеристики краевых структур Курайской впадины (Горный Алтай) по данным геоэлектрики с контролируемым источником // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 1. С. 119–132.

9. *Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L.* Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies // International Geology Review, 2017. V. 59. Is. 3. P. 293–310.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КВАРТЕРА БЕЛАРУСИ: НОВАЯ РЕДАКЦИЯ В СВЯЗИ С УВЕЛИЧЕНИЕМ ОБЪЕМА СИСТЕМЫ

STRATIGRAPHIC CHART OF THE QUARTERNARY OF BELARUS: NEW VERSION IN CONNECTION WITH INCREASE OF THE VOLUME OF THE SYSTEM

С.В. Демидова[1], Т.В. Якубовская[1], Т.Б. Рылова[2]

[1] Филиал «Институт геологии» Государственного предприятия «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь
demidovasvet@mail.ru
[2] Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

S.V. Demidova[1], T.V. Yakubovskaya[1], T.B. Rylova[2]

[1] Republican Unitary Enterprise «Research and Production Center for Geology», branch «Institute of Geology», Minsk, Belarus
[2] Institute for Nature Management, National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

В Республике Беларусь в начале 2017 г. в качестве официальной стратиграфической основы для научных исследований и практики геологических работ утверждены используемые в настоящее время стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси 2010 года [Стратиграфические…, 2010] (постановление Минприроды от 23.01.2017 № 8). При этом схемы по неогену и квартеру утверждены с изменениями, касающимися объема систем в связи с принятием нижней границы четвертичной системы/периода на территории Беларуси на уровне 2,58 млн лет в соответствии с Международной хроностратиграфической шкалой (МСШ) [Cohen et al., 2013].

Решение о перемещении вышеуказанной границы с уровня 1,8 млн лет на уровень 2,58 млн лет принято Стратиграфической комиссией, которая начала действовать в стране с текущего года. Данная комиссия образована Минприроды (постановление от 30.11.2016 № 39) в соответствии с Кодексом Республики Беларусь о недрах фактически для осуществления функций национального стратиграфического комитета. Решения Стратиграфической комиссии обязательны для исполнения всеми заинтересованными резидентами после того, как Минприроды утвердит их в виде своих постановлений.

Вследствие удревнения неоген-четвертичной границы на 800 тыс. лет в геологическом разрезе территории Беларуси соответственно уменьшен стратиграфический объем плиоцена и неогена и увеличен объем плейстоцена и квартера. Из неогена изъята его верхняя часть, соответствующая гелазийскому ярусу МСШ. Это *дворецкий горизонт* колочинского надгоризонта плиоцена в региональ-

ной стратиграфической схеме неогеновых отложений 2010 г. Он теперь присоединяется к нижнему подотделу плейстоценового отдела четвертичной системы. Дворецкий горизонт объединяет следующие местные стратиграфические подразделения: *дворецкая свита* в Речицком Поднепровье; *александровская свита* (верхняя часть) в Гродненском Понеманье; *ольховские* и *новогрудские слои* в составе александровской свиты в Новогрудском Понеманье; *грушевская свита* в Брестском Полесье; *гайнинская свита* (верхняя часть) в Логойском метеоритном кратере. Все эти стратоны в составе дворецкого горизонта извлечены из схемы неогена и перенесены в схему квартера.

Дворецкие отложения – это породы главным образом речного, озерно-речного и реже болотного происхождения мощностью до 30 м, залегающие на глубине до 116 м [Палеогеография…, 2002]. Наиболее детально они изучены в естественных обнажениях, шурфах и скважинах на правом берегу Днепра у дд. Дворец и Холмеч Речицкого района Гомельской области. Голостратотип дворецкого горизонта находится в обнажении цоколя поймы Днепра, где вскрыт расчистками и скв. 7 (гл. 20,8–29,7 м) у д. Дворец. В качестве гипостратотипа рассматриваются скв. 120 (гл. 92,6–96,2 м) у д. Лозы и скв. 119 (гл. 79,1–88,6 м) у д. Детомля Новогрудского района Гродненской области.

Благодаря данным палеоботанических (палинологических и палеокарпологических) исследований установлено, что дворецкие отложения накапливались на протяжении двух крупных климатически различных этапов геологической истории Беларуси [Рылова, Якубовская, 1999; Рылова, 2001; Якубовская и др., 2015 и др.].

Первый из этих этапов, выявленный по результатам изучения ольховских слоев, характеризовался относительно холодными климатическими условиями и хронологически соответствует претегелену Западной Европы (первая половина гелазия). Состав выявленного в ольховских слоях регионального палинокомплекса NAP – *Betula* – *Pinus*, как и описанного по данным палеокарпологии ольховского флористического комплекса, указывает на широкое распространение на территории Беларуси в это время перигляциальных ландшафтов.

Отложения дворецкой, грушевской и гайнинской свит, а также новогрудских слоев образовались на протяжении последующего этапа, который был существенно более теплым. Об этом свидетельствует состав отвечающего данным отложениям регионального палинокомплекса *Pinus* – *Picea* – *Betula* – NAP, сопоставимого с таковыми тегелена или второй половины гелазия в Западной Европе. На теплые климатические условия формирования отложений дворецкой свиты и ее аналогов указывает и межледниковый облик флоры дворецкого флористического комплекса. Возраст этой флоры определен как позднеакчагыльский, тегеленский (вторая половина гелазия).

В связи с показанным выше двучленным строением дворецкого горизонта следует решить вопрос о таксономическом ранге этого стратона в составе нижнего плейстоцена в обновленной схеме квартера Беларуси (2017 г.), представив один (*дворецкий*) горизонт, либо один (*дворецкий*) горизонт с двумя подгоризонтами (*ольховским* и *новогрудским*), либо два самостоятельных горизонта (*ольховский* и *дворецкий*).

Список литературы

1. Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка / С.А. Кручек, А.В. Матвеев, Т.В. Якубовская и др. – Минск: ГП «БелНИГРИ», 2010. – 282 с. + приложение из 15 стратиграфических схем.

2. *Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. – 2013. – Vol. 36, № 3. – P. 199–204.

3. Палеогеография кайнозоя Беларуси / Под ред. А.В. Матвеева. – Мн.: Инст. геол. наук НАН Беларуси, 2002. – 164 с.

4. *Рылова Т.Б.* Особенности эволюции палинофлоры Беларуси в конце палеогена и неогене // Доклады НАН Беларуси. – 2001. – Т. 45, № 1. – С. 96–100.

5. *Рылова Т.Б., Якубовская Т.В.* Аналоги претегелена на территории Беларуси по палеоботаническим данным // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия: тез.докл. IX Всеросс. палинол. конф., Москва, 13–17 сент. 1999 г. / Ин-т геологии и разработки горючих ископаемых. – Москва, 1999. – С. 253–254.

6. *Якубовская Т.В., Литвинюк Г.И., Моисеенко В.Ф.* Новая граница между неогеном и квартером на территории Беларуси // Актуальные вопросы инженерной геологии, гидрогеологии и рационального недропользования: матер. IX Университ. геол. чтений (3 апр. 2015 г., Минск) / В.И. Зуй (гл. ред.) [и др.]. – Минск: Изд. центр БГУ, 2015. – С. 166–168.

ИЗОТОПНЫЙ БАЛАНС КИСЛОРОДА ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

OXYGEN ISOTOPE BALANCE IN HOLOCENE OF THE BLACK SEA BASIN

В.А. Дикарёв

МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия
dikarev@rambler.ru

V.A. Dikarev

Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia

Черноморо-Азовский бассейн является наиболее хорошо изученным изолированным водоемом с точки зрения его изотопного и палеоизотопного состава. На его примере были отработаны основные методические вопросы и приемы изотопно-палеогеографических исследований. Наиболее важным элементом в палеогеографических реконструкциях является изотоп кислорода, как наиболее распространенного элемента геосферы. Он имеет три стабильных изотопа: ^{16}O, ^{17}O и ^{18}O. Обычно определяют соотношение ^{18}O к ^{16}O т.к. они наиболее распространены и имеют наибольшую разницу масс. В качестве эталона используется определенное в 1976 г. отношение $^{18}O/^{16}O$ для осредненного состава океанической воды (SMOW, standard mean ocean water). Для всех остальных объектов изучения определяется отклонение от стандарта SMOW в промилле – $\delta^{18}O$. Например, средний современный изотопный состав Черноморского бассейна –2,3‰ [Николаев, 1976].

Голоценовая история Черноморского бассейна (Понтийский этап) начинается с подъема уровня Мирового Океана выше Босфорского порога и начала поступления соленых Средиземноморских вод в пресный Новоэвксинский бассейн [Янина, 2012]. В ходе этого процесса, который по данным некоторых исследователей носил катастрофический характер, изменился и изотопный состав вод Черноморско-Азовского бассейна, пока в ходе всей голоценовой истории не достиг современных значений. В нашем исследовании мы попытаемся определить, какие источники и в каких масштабах влияли на формирование изотопного состава вод моря в среднем и позднем голоцене.

Современный изотопный баланс Черного моря складывается из следующих составляющих:

Приход

Речной сток – 338 км^3/год

Атмосферные осадки – 238 км^3/год

Приток Средиземноморских вод через Босфор – 176 км^3/год

Приток Азовских вод через Керченский пролив – 50 км^3/год

Итого – 802 км^3/год

Расход

Испарение – 396 км^3/год

Сток через Босфор – 371 км^3/год

Сток через Керченский пролив – 33 км^3/год

Итого – 800 км^3/год [Гидрометеорология, 1991]

Реками в Черное море ежегодно заносится 338 км^3 пресной воды. Из этого количества 86% дают десять крупных рек: Дунай – 200 км^3 (57,5%), Днепр – 43,5 км^3 (12,5%), Риони – 13,37 км^3 (3,8%), Днестр – 9,1 км^3 (2,6%), Чорохи – 8,71 км^3 (2,5%), Кызыл-Ирмак – 5,90 км^3 (1,7%), Сакарья – 5,60 км^3 (1,6%), Ешиль-Ирмак – 5,30 км^3 (1,5%), Кодори – 4,17 км^3 (1,2%) и Бзыби – 3,79 км^3 (1,1%).

Изотопный состав поступающих в море речных вод можно представить следующим образом:

Дунай (57,5%) – $\delta^{18}O$ от – 8,3‰ до –9,5‰.

Днепр (12,5%) – $\delta^{18}O$ –5,6‰.

Риони (3,8%) – $\delta^{18}O$ –11,6‰.

Днестр (2,6%) – (примерно равен Днепру), $\delta^{18}O$ –5,6‰.

Остальные реки (23,6%) – $\delta^{18}O$ в среднем –11,7‰ (Чорохи –11,5‰; Кодори – 1,3‰; Мзымта –12,3‰) [Николаев, 1976].

Средневзвешенное значение рассчитывается по следующей формуле:

$57{,}5\% \times (-8{,}3‰) + 12{,}5\% \times (-5{,}6‰) + 3{,}8\% \times (-11{,}6‰) + 2{,}6\% \times (-5{,}6‰) + 23{,}6\% \times (-11{,}7‰) / 100 = -8{,}8‰$ (при Дунае –8,3‰)

или

$57{,}5\% \times (-9{,}5‰) + 12{,}5\% \times (-5{,}6‰) + 3{,}8\% \times (-11{,}6‰) + 2{,}6\% \times (-5{,}6‰) + 23{,}6\% \times (-11{,}7‰) / 100 = -9{,}5‰$ (при Дунае –9,5‰),

т.е. изотопный состав вод Дуная является определяющим для изотопного состава всего речного стока.

Значения $\delta^{18}O$ для атмосферных осадков составляет –7‰ [Ферронский, 1983] или –6,5‰ [Ветштейн, 1982], приток из Босфора $\delta^{18}O = +1{,}5‰$, приток из Керченского пролива $\delta^{18}O = –3{,}4‰$ (среднее для Азовского моря). Изотопные значения в расходной части баланса будут следующие: испарение $\delta^{18}O = –9‰$ [Ветштейн, 1982], отток в Босфор $\delta^{18}O = –2{,}3‰$ (среднее значения воды открытой части Черного моря), отток в Керченский пролив $\delta^{18}O = –2{,}3‰$. [Николаев, 1976].

Как видно из приведенных выше данных, изотопный баланс моря формируется очень контрастными по составу $\delta^{18}O$ водами (от +1,5‰ до –11,7‰), при среднем изотопном составе кислорода воды около –2,3‰. В связи с этим баланс изотопии вод Черного моря – неустойчив. Эта неустойчивость усугубляется тем, что активный водообмен происходит в первых 150–200 м водной толщи и в случае даже незначительных изменений в пользу одного из компонентов водного баланса, это отразится на изотоптном составе всего слоя. Если увеличится количество материкового стока и выпадающих на акваторию осадков, значение $\delta^{18}O$ воды моря уменьшится. Наоборот, при уменьшении увлажненности увеличится роль изотопно-тяжелых вод Мраморного моря. Поэтому изотопный состав кислорода черноморской воды может служить индикатором увлажненности бассейна в прошлом при водном балансе близком к современному [Николаев, 1976].

Составим изотопно-материальный баланс, приравняв приход к расходу:

$$V_{рек} \times \delta^{18}O_{рек} + V_{атм.ос.} \times \delta^{18}O_{атм.ос.} + V_{из\ Аз.м.} \times \delta^{18}O_{Аз.м.} + V_{из\ Ср.м.} \times \delta^{18}O_{Ср.м.} = V_{сток\ в\ Босф} \times \delta^{18}O_{Чер.м.} + V_{исп} \times \delta^{18}O_{исп} + V_{в\ Аз.м.} \times \delta^{18}O_{Чер.м.}.$$

Это выражение справедливо для стабильного положения уровня моря, при котором приход примерно равен расходу, а излишек в виде нескольких кубокилометров, представляющих примерно 0,5% всего баланса, стекает через Босфор в Мраморное море. Далее мы проанализируем, как бы менялся изотопный состав Черного моря при изменении поступления Средиземноморских вод. Для этого введем в уравнение объем воды умноженный на среднее значение изотопного состава по кислороду:

$V_{Чер.м.} \times \delta^{18}O = 537\ 000$ км^3 [Суховей, 1986] × × –2,3‰ [Николаев, 1976]

Уравнение для изотопного состава моря примет в этом случае следующий вид:

$$(V_{Чер.м.} \times \delta_{Чер.м.} + V_{рек} \times \delta^{18}O_{рек} + V_{атм.ос.} \times \delta^{18}O_{атм.ос.} + V_{из\ Аз.м.} \times \delta^{18}O_{Аз.м.} + V_{из\ Ср.м} \times \delta^{18}O_{\ Ср.м.} - V_{сток\ в\ Босф} \times \times \delta^{18}O_{Чер.м.} - V_{исп.} \times \delta^{18}O_{исп.} - V_{в\ Аз.м.} \times \delta^{18}O_{Чер.м.}) / V_{Чер.м.} = = \delta_{Чер.м.}.$$

Вычислив расчетное значение $\delta_{Чер.м.}$ мы получим –2,3001‰, т.е. расчетное значение с высокой точностью совпадает с известным нам. Теперь попробуем рассчитать, что происходило бы при падении уровня моря на 5 и 8 м в период, так называемой, фанагорийской регрессии [Дикарев, 2011]. Босфорский порог имеет глубину 36 м. Допустим, что поток делится пополам: по 1/2 вода втекает в Черное море, по 1/2 – вытекает, т.е. 18 м. приходится на поступающие Средиземноморские воды. При падении уровня на 5 м на поступающие воды останется 13 м, а при падении на 8 м – 10 м. Иными словами, количество поступающих вод должно было бы уменьшится на 28% и 45% соответственно от современных 176 км^3. Подставив коэффициенты в уравнение (2) к произведению поступающих вод Средиземного моря мы получим:

При падении уровня на 5 м – $\delta_{Чер.м.} = –2{,}3002‰$

При падении уровня на 8 м – $\delta_{Чер.м.} = –2{,}3003‰$, т.е. изменение изотопного состава под влиянием ограничения поступления Средиземноморской воды будет составлять ничтожно малую величину 0,2–0,3‰ за тысячу лет!

Даже если мы будем использовать при расчете не весь объем Черного моря, а 200-метровый слой, подставив соответствующие значения в уравнение (2), мы получим расчетное значение $\delta_{Чер.м.} = –2{,}3016‰$. Оно соответствует изменению порядка 1,6‰ за тысячу лет, хотя и является явно завышенным.

Основной вывод, вытекающий из проделанных нами вычислений, следующий. После соединения Черноморо-Азовского бассейна со Средиземноморским, выравнивания их уровней и установления стабильного водообмена через Босфор, дальнейшие колебания уровня не могли являться причиной изменения изотопного состава воды в бассейне. Основной причиной изменения изотопии воды являлось изменение пресноводной составляющей баланса, т.е. изменение увлажненности климата, а не масштабы поступления Средиземноморских вод.

Список литературы

1. *Ветштейн В.Е.* Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР, Л.: Недра, 1982. 216 с.

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море. Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1991. Т. 4, вып. 1. 429 с.

3. *Джаошвили Ш.* Реки Черного Моря. Европейское агентство по охране окружающей среды / Технический отчет, 2014. 58 с. Илл.

4. *Дикарёв В.А.* О фанагорийской регрессии Черного моря // Вестн. МГУ Сер. 5. География, 2011. № 1. С. 35–40.

5. *Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК Наука / Интерпериодика, 2001. 352 с.
6. *Николаев С.Д.* Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М.: Изд-во ВНИРО, 1995. 127 с.
7. *Николаев С.Д., Гурский Ю.Н., Аникеев В.И.* Изотопный состав кислорода иловых вод Черного моря // Новейшие отложения, неотектоника и человек. Вып. 6. 1976. С. 48–53.
8. *Суховей В.Ф.* Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 288 с.
9. *Ферронский В.И., Поляков В.А.* Изотопия гидросферы. М.: Наука, 1983. 277 с.
10. *Чижова Ю.Н., Добролюбов С.А.* и др. Оценка влияния под малых рек на приповерхностные воды Черного моря по изотопным данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 6.
11. *Хефс И.* Геохомия стабильных изотопов: Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. – 200 с., ил.
12. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 264 с.

ГИДРАТЫ ПРИРОДНОГО ГАЗА В КРИОЛИТОЗОНЕ РАЗЛИЧНЫХ ОБСТАНОВОК КВАРТЕРА

GAS HYDRATES IN CRYOLITHOZONE OF DIFFERENT QUATERNARY ENVIRONMENTS

В.А. Друщиц, Т.А. Садчикова

Геологический институт РАН, Москва, Россия
drouchits@ginras.ru, tamara-sadchikova@yandex.ru

V.A. Drouchits, T.A. Sadchikova

Geological institute RAS, Moscow, Russia

К гидратам природного газа суши, природному ресурсу недалекого будущего, проявляется научный и практический интерес. Одним из аспектов изучения этого природного явления является проблема происхождения и сохранения клатратов газа в современных условиях. Они накапливаются в криолитозоне и под ней. Условия образования гидратов газа (ГГ) имеют прямую зависимость от факторов формирования криолитозоны, а условиях существования связаны в различной степени с развитием в данном регионе климатических и тектонических процессов [Друщиц и др., 2011]. ГГ помимо вклада в сырьевой баланс, участвуют в глобальном цикле углерода, а также могут способствовать развитию катастрофических явлений.

Известные скопления ГГ, связанные с криолитозоной, можно разделить следующим образом – сформированные: а) в субаэральных условиях, б) в субгляциальных условиях, в) в субмаринных условиях.

ГГ осадочного бассейна, северного побережья Аляски, образовались и существуют в субаэральных (перигляциальных) условиях [Hamilton, 1994; Collett et al., 2011].

В субгляциальных условиях, в осадочных бассейнах, формировались ГГ на севере Западной Сибири (Мессояхские месторождения) и в районе дельты р. Маккензи [Couch, Eyles, 2008], на Канадском Арктическом архипелаге [Majorowiczetal., 2012]. На севере Западной Сибири обнаружены также метастабильные ГГ, в толщах четвертичных многолетнемерзлых породБованенковского, Ямбургского, Уренгойского и Заполярного месторождений [Якушев и др., 2003]. ГГ найдены в золоторудной шахтеЛюпин (территория Нунавут, Канада) (высота 500 м), в архейских породах Канадского шита находившихся под покровным оледенением. Мощность многолетнемерзлых пород изменяется от 400–600 м [Stotler et al., 2010].

В районах горного оледенения, в горах Циляньшань (Тибет, северо-западный Китай) в пределах угольного бассейна, на высоте 4062 м разведочными работами установлено присутствие ГГ, и получены образцы керна с прослоями этих образований [Lu et al., 2009; Zuo et al., 2016]. Клатратная форма метана аккумулируется на глубине 133–396 м, в среднеюрских осадочных отложениях. Мощность криолитозоны 60–95 м. Данная территория испытала

значительный подъем в раннем и среднем неоплейстоцене, превысив уровень 4000м. В неоплейстоцене ледники в 18 раз по площади превосходили современные, а распространение перигляциальной зоны на 40% превышало современную [Zhou et al., 2013].

В нефтегазоносном бассейне Мохэ (крайний северо-восток Китая) также обнаружены признаки присутствия газовых гидратов [Zhao et al., 2012]. Бассейн расположен в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, на высоте около 1000 м. Мощность многолетнемерзлых пород – 60–80 м (средняя), максимальная мощность достигает 124 м. Предполагается, что ГГ сформировались в нижнеюрских породах.

Установлено, что субмаринные ГГ имеют достаточно широкое распространение на шельфе моря Бофорта как в области Аляски, так и на периферии дельты р. Маккензи [Riedel et al., 2015]. Представляется, что эти образования связаны с реликтовой мощной криолитозоной, распространенной на затопленном в послеледниковье шельфе. Существует и новообразованная криолитозона с мощностью до 100 м [Шполянская, 2015], но прямые доказательства нахождения в нейскоплений ГГ пока отсутствуют.

Сравнение условий залегании скоплений ГГ, образовавшихся в криолитозоне различных природных обстановок квартера дает возможность установить, что наименее уязвимыми в современных условиях остаются клатратные образования природного газа, сформированные в перигляциальных условиях Арктики (современная суша, современный шельф).

Аналогами условий гидратообразования в прошлом могут быть ледниковые обстановки в Гренландии [Лаврушин, 1969; Bennike, Bjorck, 2002] и Антарктиде [Ingolfson, 2004; Левашов и др., 2015]. В настоящее время в этих регионах обнаружены признаки нахождения ГГ в отложениях верхней части континентального склона и в его подножии.

Список литературы

1. *Друщиц В.А., Садчикова Т.А., Сколотнева Т.С.* Гидраты газа на шельфе и суше Арктики и изменение природной среды в квартере // Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода.2011. № 71. С. 124–134.

2. *Лаврушин Ю.А.* Геологическая экспедиция в Гренландию // Вестник АН СССР. 1969. № 4. С. 98–104.

3. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* и др. Газогидраты в структуре дна континентальной окраины Антарктики (по результатам геофизических исследований) // Доповіді Національноі академіі наук Украіни. 2015. № 4. С. 83–88.

4. *Шполянская Н.А.* Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. М.-Ижевск: Ин-т компьют. иссл. 2015. 344 с.

5. *Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А.* и др. Газовые гидраты в отложениях материков и островов// Российский хим. журнал. Т. XLVII. № 3. 2003. С. 80–90.

6. *Bennike O., Bjorck S.* Chronology of the last recession of the GreenlandIce Sheet // Jour.of Quatr. Science 2002. V. 17. № 3. P. 211–219.

7. *Collett T.S., Lee M.V., Warren F.* et al. Permafrost-associated natural gas hydrate occurrences on the Alaska North Slope // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 279–294.

8. *Couch A.G., Eyles N.* Sedimentary record of glacial Lake Mackenzie, Northwest Territories, Canada: Implications for Arctic freshwater forcing // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 268. P. 26–38.

9. *Hamilton Th.D.* Late Cenozoic glaciation of Alaska // The Geology of Northern America. V.G-1. The Geology of Alaska / The Geological Society of America. 1994. P. 813–844.

10. *Ingólfsson O.* Quaternary glacial and climate history of Antarctica. In: Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III. Elsevier J. Ehlers & P.L. Gibbard (eds.) 2004. P. 3–43.

11. *Lu Z.Q., Sultan N., Jin C.S.* et al. Modeling on gas hydrate formation conditions in the Qinghai-Tibet plateau permafrost // Chinese Journal of Geophysics.2009. V. 52 (1). P. 157–168 /

12. *Majorowicz J.,Osadetz K., Safanda J.* Gas Hydrate Formation and Dissipation Histories in the Northern Margin of Canada: Beaufort-Mackenzie and the Sverdrup Basins // Journal of Geological Research. 2012, Article ID 879393, 17 p. doi:10.1155/2012/879393.

13. *Riedel M., Taylor G., Taylor A.E.* et al. Evidence for deep gas hydrate stability zone associated with submerged permafrost on Canada Arctic Beaufort Shelf. Northwest Territories // Geologic Survey of Canada. Cur. Res. 2015. V. 8. 17p.

14. *Stotler R.L., Frape S.K., Ahonen L.,* et al. Origin and stability of a permafrost methane hydrate occurrence in the Canadian Shield // Earth and Planetary Science Letters 2010. V. 296. P. 384–394.

15. *Zhao X., Deng J., Li J, Lu Ch., Song J.* Gas hydrate formation and its accumulation potential in Mohe permafrost, China // Marine and Petroleum Geology. 2012. V. 35. Is. 1. P. 166–175.

16. *Zhou Q., Li W., Chen W.* et al. Spatial coupling relationships of gas hydrate formation in the Tibetan Plateau // Sciences in Cold and Arid Regions. 2013. 5(6). P. 691–697.

17. *Zuo Y., Wang Q., Lu Z.* et al. a State Tectono-thermal evolution and gas source potential for natural gashydrates in the Qilian Mountain permafrost, China // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2016. V. 36. P. 32–41.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ СУЩЕСТВОВАНИЯ АНТИЧНОГО ГОРОДА ТАНАИС ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

RECONSTRUCTION OF THE CONDITIONS OF EXISTENCE OF THE ANTIQUE TANAIS CITY ACCORDING TO POLLEN ANALYSIS

К.В. Дюжова

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия
kristi_kras007@mail.ru

K.V. Dyuzhova

Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Античный город Танаис, существовал в устье р. Дон в период с III в. до н.э. по V в. н.э. и являлся крупным экономическим центром. Реконструкция природно-климатических условий времени жизни города играет важную роль в археологических исследованиях, так как изменение природной среды оказывало влияние на его функционирование. Спорово-пыльцевой анализ достаточно подробно датированных по археологическим данным слоев позволяет дополнить имеющиеся сведения [Матишов и др., 2013; Болиховская и др., 2002; Кременецкий, 1991] об истории развития ландшафтов и климата Приазовья.

Образцы для спорово-пыльцевого анализа были отобраны из разрезов разного возраста, охватывающих весь период существования города. Обработка материала проводилась согласно стандартным методикам [Гричук, 1940; Grimm, 1990].

На сводной спорово-пыльцевой диаграмме образцы сгруппированы согласно возрасту (рис. 1). Состав полученных спектров указывает на существование засушливых условий и распространение степных сообществ на всем протяжении жизни города. Спорово-пыльцевые спектры относятся к степному типу, при этом процентное количество пыльцы деревьев и кустарников невелико (не превышает 20%). Основным компонентом группы древесных является пыльца сосны (*Pinus*). Содержание представителей прочих деревьев незначительно, присутствует пыльца широколиственных пород, таких как дуб (*Quercus*) и орешник (*Corylus*), единично встречаются пыльцевые зерна липы (*Tilia*). На формирование древесной части спектра оказывает влияние также пыльца березы (*Betula*) и ольхи (*Alnus*). Содержание пыльцы трав в спектрах колеблется от 70 до 98%. Преобладающей является пыльца представителей семейства маревые (Chenopodiaceae), которая достигает 90%. Также в спектрах высокое содержание пыльцы злаков (Poaceae), полыней (*Artemisia*) и прочих сложноцветных (Asteraceae). В спектрах встречена пыльца типичных степных растений, таких как эфедра (*Ephedra)* и кермековые (Plumbaginaceae). По таксономическому разнообразию пыльца разнотравья представлена довольно широко, наиболее распространены такие семейства как Apiaceae, Fabaceae, Brassicaceae, Polygonaceae, Rosaceae. В спектрах встречается пыльца водных и прибрежно-водных растений: представителей семейства осоковые (Cyperaceae), ежеголовника (*Sparganium*), рдеста (*Potamogeton*) и рогоза широколистного (*Typha latifolia*).

Проведенный анализ позволил выделить характерные черты спорово-пыльцевых спектров для каждого временного интервала. Отличительной особенностью отложений III–II вв. до н.э. является большое процентное содержание пыльцы разнотравья, которое составляет порядка 30% спектра (рис. 1), и указывает на распространение разнотравных луговых и лугово-степных сообществ, а также незначительное повышение степени увлажненности

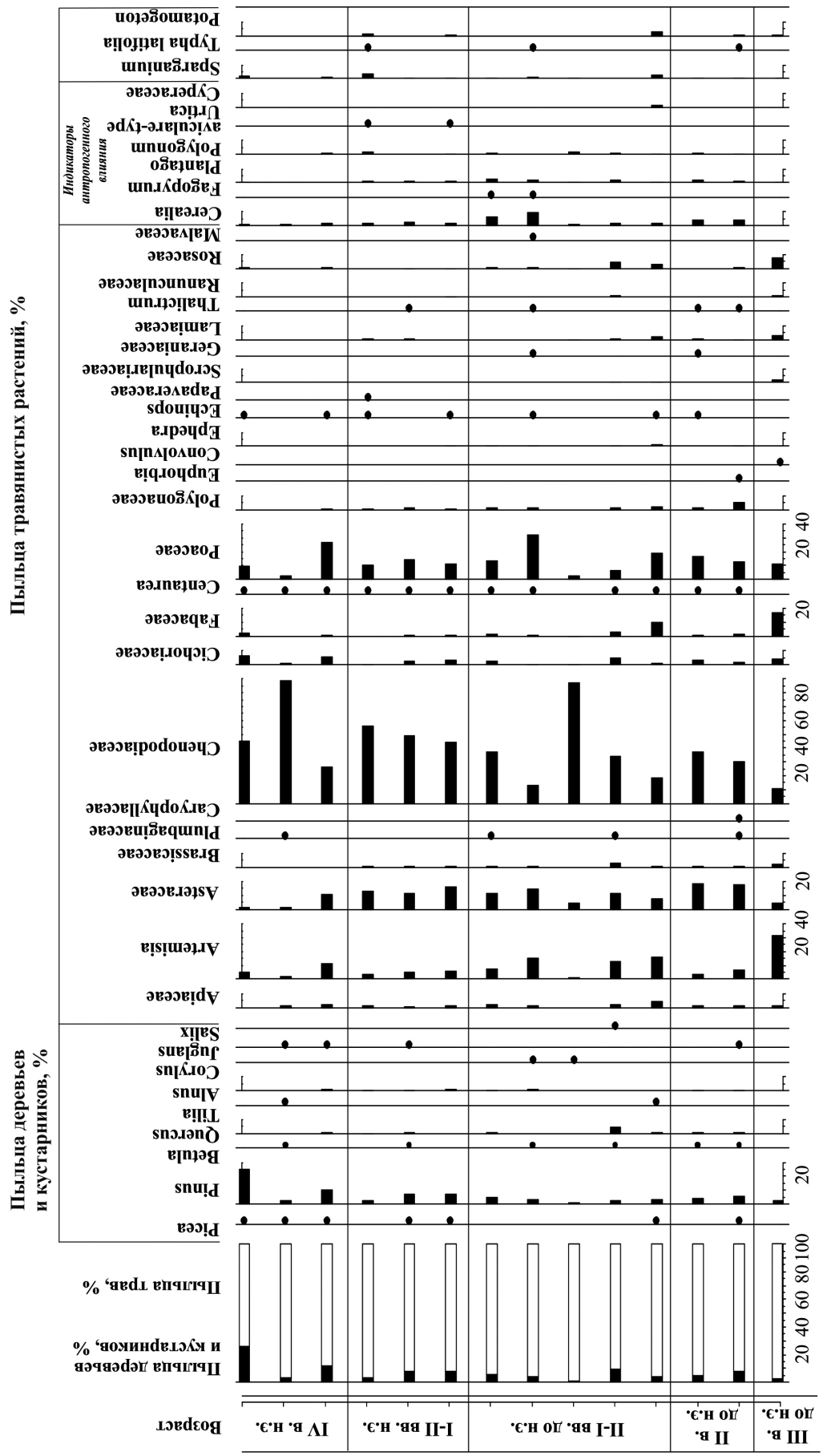


Рис. 1. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма отложений города Танаис (значком «•» на диаграмме обозначены таксоны, встреченные единично)

климата. В период, датируемый II–I вв. до н.э., развитие природной среды не было однозначным. Выделяются спорово-пыльцевые спектры двух типов, как отличающиеся ксерофитным характером и обедненным видовым составом разнотравья, так и спектры, где увеличивается роль широколиственных пород в частности дуба и повышается доля пыльцы разнотравья. Вероятнее всего, на фоне общей ксерофитизации климата существовали периоды локального смягчения условий. В спектрах, относящихся к II–I вв. до н.э., наиболее высокий процент пыльцы культурных и сорных растений (4–6%) свидетельствует об активной сельскохозяйственной деятельности. В I–II вв. н.э. на территориях окружающих город были распространены бедноразнотравно-злаковые сообщества без значимого участия древесной растительности, на что указывает доминирование пыльцы представителей семейства Chenopodiaceae и небольшой процент пыльцы разнотравья. Начиная с III–IV вв. н.э. растительные сообщества региона претерпевали некоторые изменения. Состав травянистой растительности был сходен с предшествующим периодом, в развитие же региональной древесной растительности происходили небольшие трансформации. В поздний период функционирования города наблюдается повышение доли сосны в спектрах, что может указывать на увеличение ее роли в растительном покрове в северных районах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ в рамках проекта № 16-17-10170 «Исследование динамики палеоэкологических изменений в Приазовье и Предкавказье в неоплейстоцен-голоцене на основе комплексных методов».

Список литературы

1. *Болиховская Н.С., Горлов Ю.В., Кайтамба М.Д., Мюллер К., Поротов А.В., Парунин О.Б., Фуаш Э.* Изменение ландшафтно-климатических условий Таманского полуострова на протяжении последних 6000 лет // Проблемы истории, филологии, культуры, 2002. Вып. 12. С. 257–271.

2. *Гричук В.П.* Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа // Проблемы физической географии, 1940. В. 8. С. 53–58.

3. *Кременецкий К.В.* Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской Равнины. М.: ИГ РАН, 1991. 193 с.

4. *Матишов Г.Г., Толочко И.В., Потапов В.В., Набоженко М.В., Польшин В.В., Дюжова К.В., Ковалева Г.В., Золотарева А.Е.* Нижнее Подонье в эпоху поздней бронзы и раннего железа: палеогеографические реконструкции // Вестник Южного научного центра, 2013. Т. 9. № 4. С. 56–65.

5. *Grimm E.C.* TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA, Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter, 1990. № 4. P. 5–7.

ТЕМПЫ ЭКЗОГЕННОГО РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЗАБАЙКАЛЬЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

PATTERNS OF EXCOGENOUS DEVELOPMENT OF THE TRANSBAIKALIA RELIEF IN THE QUARTERNARY

Ф.И. Еникеев

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия
enikeev_geolog@mail.ru

F.I. Enikeev

Institute of natural resources, ecology and krioiogy the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Chita

Неоднократные крупнопериодные климатические колебания в квартере приводили к развитию в Забайкалье и Прибайкалье горно-долинного, сетчатого, горно-покровного и покровного оледенений. Чаще всего их палеогеографическая реконструкция осуществляется методом районирования [Корнутова и др., 1984]. На картах выделяются площади, подвергшиеся оледенению, а не конкретные

границы ледников, снеговых границ, контуров ледниково-подпрудных водоемов и т.д. Причиной такого подхода служат представления как об активизации неотектонических процессов в среднем, позднем неоплейстоцене и даже в голоцене [Живая..., 1966; Ивановский, 1981; Уфимцев, 1992 и др.], так и существенном изменении рельефа в результате интенсивных эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов в рассматриваемом промежутке времени. Довольно распространенными являются представления, что рельеф земной поверхности в среднем неоплейстоцене кардинально отличался от современного [Вдовин, 1976; Киселева, 2000].

Если суммировать всю информацию, «рассыпанную» в публикациях, об истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, а также данные, полученные в результате многолетних исследований, проведенных в Забайкальском крае и на сопредельных территориях, то они, за редким исключением, создают представление о степени и глубине преобразования досамаровского рельефа в объемах, близких к тем, которые отражены коллективом авторов в книге «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья» [1974]. А именно: глубина эрозионного вреза от 100–160 до 200–300 м; интенсивная боковая эрозия и расширение вреза местами до тыловых закраин структурной террасы; педипленизация, приводящая за счет параллельного отступания склона к образованию педиментов до 500 м шириной. Встречаются утверждения, что даже в голоцене в благоприятных условиях образовались педименты100-метровой ширины.

Такие взгляды о темпах эндогенного и экзогенного преобразования рельефа исключают использование современной топографии для составления палеогеографических карт эпох неоплейстоценовых оледенений.

Однако выявление и анализ разновозрастных аккумулятивных и деструктивных образований (маркеров), сохранившихся на всевозможных элементах современного рельефа, а также совершенно иной подход к оценке обстановки осадконакопления, позволили скорректировать наши представления о скорости эрозионно-денудационного преобразования рельефа за вторую половину неоплейстоцена.

Во всем комплексе денудационных процессов, обусловливающих снижение высот водораздельных пространств и параллельное отступание склонов, наиболее активно проявляется курумообразование, как основной фактор криопланации. Подвижные курумные грубообломочные «моря» отражают явления, важнейшие в цепи агентов перигляциального морфогенеза, ведущие к активному удалению обломочного материала и преобразованию рельефа, обладающего мощной криолитозоной.

В Алдано-Чульманском районе Южной Якутии замеры, проведенные через год по прямым линиям прокрашенных глыб, ориентированным поперек склона и фиксированным относительно неподвижных реперов, дали усредненные перемещения по нескольким профилям от 1,4 до 3,2 мм/год [Тюрин и др., 1982]. На севере Забайкалья близкие результаты получены нами по профилю, ориентированному поперек курумного языка на северном склоне Удоканского хребта. Повторный замер был проведен через 7 лет и потом еще через год. В обоих случаях получены одинаковые скорости 2,5 мм/год.

Эти цифры ни в коей мере не отражают действительную скорость перемещения курума по склону. Во-первых, данный метод позволяет судить о подвижности самого поверхностного слоя курума. Во-вторых, все исследователи выбирают участки, где по внешним признакам наиболее ярко представлены следы движения глыб, т.е. участки заведомо с завышенными скоростями перемещения. В-третьих, подавляющее количество замеров осуществлено за один годовой цикл. Получение же одних и тех же цифр и через 7 лет, и через год позволяет сделать вывод, что замеряется не перемещение даже самого поверхностного слоя. По своей сути, это не сползание глыб вниз по склону, а «мотание головой» каждой отмеченной глыбы в результате ее выпучивания, обусловленного сезонным промерзанием и оттаиванием деятельного слоя. Отмечается и смещение цветовых марок крупных глыб вверх по склону на несколько миллиметров даже на участках крутизной до 20°. Этот факт мы объясняем вращением глыбы вокруг центра массы навстречу склону при мизерном сползании вниз.

Истинная скорость транзита курумного материала по сравнению с приведенными цифрами крайне незначительна. Довольно крутые юго-восточные склоны горы у оз. Довочан (Куандо-Лурбунское междуречье) пришлифованы ледником муруктинского оледенения. После его деградации, в течение приблизительно 50–55 тыс. лет, водораздельные пространства и склоны, находившиеся под ледником, были поражены курумообразованием, наблюдаемым и в настоящее время. Гарантией непрерывности этого процесса служат: крутизна склона, климат, который если и отличался от современного, то только в сторону похолодания, а также абсолютные отметки водораздельных пространств, находящихся в зоне гольцового выветривания (1600–1700 м). Подсклоновые скопления глыбового материала настолько малы, что местами даже не выравнивают резкого перехода от склона к озерной террасе.

Наиболее достоверные представления о подвижности курумных образований можно получить при анализе влияния каменных потоков на положение



и сохранность береговых морен ледников разного возраста, прослеживающихся на склонах долин от высокогорья до низкогорья. На склонах с углами наклона меньшими, чем угол естественного откоса (30–35°) и пораженных курумообразованием, первичное положение мореных гряд не изменилось. Они не деформированы и не завалены глыбами. Это доказывает не только ничтожную скорость перемещения курума, но и то, что параллельного отступания склона за последние 50–80 тыс. лет не было не только по коренному субстрату, но даже не затронуты наложенные аккумулятивные образования, играющие роль «временных маркеров».

Что касается проблем выравнивания сверху, то для частичного решения их имеются определенные наблюдения. Например, на реликтовом водораздельном пространстве горного отрога, расположенного между Лурбунской внутригорной впадиной и западным замыканием Чарской депрессии, развиты обширные курумные поля, представленные хаотическими нагромождениями глыб протерозойских гранитов и архейских гнейсов размером до нескольких кубических метров. Этот район, вероятно, за исключением вершин с отметками 1662, 1589 м полностью перекрывался льдом в среднем неоплейстоцене. Ледники принесли с западной оконечности Удоканского хребта большое количество округленных валунов базальтов, преимущественно небольших размеров (10–20 см), представленных не только плотными «звенящими» разновидностями, но и пузырчатыми, пористыми с весьма низкой прочностью. Высокая концентрация эрратического материала вдоль частых полос северо-северо-восточной ориентации, хорошо видимых на АФС, говорит о флютинговой природе основной морены (рифленная), «просвечивающейся» сквозь глыбовый материал «каменных морей». На местности – это узкие слегка выпуклые полосы, иногда отмеченные мерзлотными просадочно-пучинистыми проявлениями небольших размеров.

Если представить, что за последние 120–130 тыс. лет, не говоря уж о 200 тыс. лет, криопланацией срезан коренной субстрат минимумом на 1–2 м, то это исключает наличие здесь эрратического материала, к тому же в массе своей весьма непрочного (пористо-пузырчатая лава с гидрофильной тканью). При заданном сценарии, вымораживающиеся глыбы фундамента не накапливались бы на месте, а должны бы совместно с эрратическими обломками транспортироваться за границы уплощенного водораздела в глубокие распадки, расположенные в 1–2 км от его осевой части. Но фактическое присутствие экзотического материала, а также наличие, хоть и значительно «замаскированной» морозной сортировкой, флютиг-морены позволяет утверждать, что в рассматриваемый промежуток времени никакого среза не произошло.

В отличие от северных территорий на юге Забайкалья и Прибайкалья, точнее в пределах Байкальского округа стока, задолго до рассматриваемого промежутка времени возникла ситуация, позволяющая взглянуть на проблему экзодинамики рельефа с совершенно уникальных позиций.

Уникальность заключается в наличии ловушки (оз. Байкал) на Селенга-Ангарском направлении влекомого и взвешенного стока терригенного материала, образующегося в процессе формирования рельефа. Отлавливаемый в озерной ванне материал твердого стока идет на строительство дельты р. Селенга. Современная морфология авандельты позволяет утверждать, что она формировалась в бассейне глубиной не менее 1600 м. Строение ее, выявленное по профилям истокских скважин, отвечает не горизонтальному, а наклонно-латеральному наслоению осадков, что также характерно для глубоководной фазы осадконакопления [Дмитриев, Колокольцева, 1970; Самсонов, Пономорева, 1970]. Такое состояние седиментационных условий в изученной 3-х километровой толще наблюдалось с позднего олигоцена согласно возрасту пород в основании дельты. Все это свидетельствует о том, что сквозного транзита твердого стока в Ангару за последние 33–35 млн лет не существовало, а взвешенный и влекомый материал отлагался в акватории озера. Если форму дельты представить как параллелепипед со сторонами 60х60 км и высотой (мощностью) 6 км, то ее объем составит 21 600 км^3. Зная, что площадь бассейна р. Селенга 440 тыс. км^2, средний денудационный срез за 30 млн лет составит 49 м. Ее сотая часть отвечает величине денудационного среза в последние 300 тыс. лет и равна 0,49 м.

Можно оценить величину денудационного среза пород бассейна Селенги иным способом. Среднегодовой сток наносов по Селенге 2300 тыс. т. или 574 тыс. м^3/год [Власова, 1970]. При условии его постоянства в неоплейстоцене за 300 тыс. лет объем снесенного материала составит 172,2х10^9 м^3. Таким образом, на водосборной площади Селенги в 440 тыс. км^2 величина денудационного среза окажется равной 0,4 м. Среднегодовой водный сток в устье Селенги (разъезд Мостовой) равен 28, 27 км^3/год, что обеспечивает общий химический сток пород в 8,56 км^3/год. Это приводит к понижению бассейна Селенги за счет химической денудации на 2,1 мм за 1 тыс. лет [Вотинцев, 1970]. За 300 тыс. лет вынос компонентов горных пород в растворе обеспечит снижение территории в среднем на 0,63 м.

При любом подсчете суммарная величина денудационного среза Селенгинского бассейна за

рассматриваемый промежуток времени составит величину не более 1,1 м. Нет оснований считать, что в бассейнах других округов стока Забайкалья эрозионно-денудационный процесс проистекал в иных условиях, и его параметры имели существенные отличия. Если даже удвоить объем дельты Селенги из соображения о волновом, тиксотропном, оползневом и потоковом (турбидитном) расползании мелкодисперсного терригенного материала по дну озера, оставив в запасе объем разуплотнения при разрушении коренных пород (пористость рыхлых не менее 30%), то срез за счет физической и химической денудации увеличится в два раза, что также представляет собой весьма скромную величину.

Параллельное отступание склона и образование педиментов в неоплейстоцене декларируется многими специалистами [Нагорья..., 1974; Вдовин, 1976]. Однако надо иметь в виду, что склоны бортов впадин мезозойского заложения (триас) в основании совпадают с разломом, оконтуривающем впадину. К ним прислоняются отложения нормально-осадочного мезозоя, как бортовой, так и иных фаций. Это свидетельствует о том, что, во-первых, параллельного отступания склона не произошло и за 100 млн лет или, во-вторых, о молодом возрожденном характере склона. Если даже так, то возрождение может быть связано с самым поздним неотектоническим этапом альпийского тектогенеза. Но это также 33–35 млн лет. По этой причине говорить о педиментах, сформировавшихся за вторую половину неоплейстоцена (300 тыс. лет) и, тем более, за голоцен (10 тыс. лет), не приходится. Происхождение присклоновых скульптурных террас со слабонаклоненными площадками, иногда во фронтальной части с валунно-галечной присыпкой или прослойкой под покровным делювием, выровненные поверхности форбергов, относимых некоторыми геоморфологами к педиментам, необходимо рассматривать с иных позиций (эрозионных, экзарационных, абразионных, тектонических и др.).

Основной вывод из оценки эндогенного [Еникеев, 2015] и экзогенного преобразования земной поверхности – рельеф Забайкалья, включая Байкальскую рифтовую зону, задолго до среднего неоплейстоцена сформировался в облике, близком современному. Это позволяет использовать «сегодняшние» топографические карты для ретромоделирования любого временного среза второй половины неоплейстоцена. Необходимые поправки в современную топографию можно ввести в самых верховьях ледниковых долин – экзарационные новообразования (кары и цирки), а также в местах ледниковой аккумуляции (конечные и стадиальные моренные комплексы).

Список литературы

1. *Вдовин В.В.* Основные этапы развития рельефа / В.В. Вдовин. М.: Наука, 1976. 270 с.

2. *Власова Л.К.* О стоке взвешенных наносов рек Байкала / Л.К. Власова // Донные отложения Байкала. М., 1970. С. 60–63.

3. *Вотинцев К.К.* Химическая денудация в бассейне Байкала и роль ее продуктов в осадконакоплении и озере // Донные отложения Байкала. М., 1970. С. 64–68.

4. *Дмитриев Г.А., Колокольцева Э.М.* Темпы и типы осадконакопления в озере Байкал // Донные отложения Байкала. М., 1970. С. 69–80.

5. *Еникеев Ф.И.* Темпы эндогенного преобразования рельефа в квартере (Восточное Забайкалья) / Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15–20 сентября 2015 г.). – Иркутск: Изд-во Ин-та геогр. им. В.Б. Сочавы СА РАН, 2015. С. 149–151.

6. *Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.* Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. Чита: ЧитГУ, 2009. 370 с.

7. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. (Солоненко В.П., Тресков А.А., Жилкин В.М., Зорин Ю.А.) М.: Наука, 1966. 231 с.

8. *Ивановский Л.Н.* Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 156 с.

9. *Киселева З.Н.* Рельеф и золотоносные россыпи Восточного Забайкалья. Чита: ЧитГУ, 2000. 255 с.

10. *Корнутова Е.И., Цветков В.П.* Карта четвертичных отложений. Масштаб 1:1000000. Новая серия. Лист 0-49,(50). ВСЕГЕИ. Л., 1984.

11. *Кукал Зденек.* Скорость геологических процессов: Пер. с чешск. М.: Мир, 1987. – 246 с.

12. *Лопатин Д.В.* Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1972. 115 с.

13. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М.: Наука, 1974. 359 с.

14. *Самсонов В.В., Пономарева Г.П.* Донные отложения Байкала – последнее звено в кайнозойском комплексе континентальных осадков Байкальской впадины // Донные отложения Байкала. М., 1970. С. 92–106.

15. *Тюрин А.И., Романовский Н.Н., Полтев Н.Ф.* Мерзлотно-фациальный анализ курумов. М.: Наука, 1982. 150 с.

16. *Уфимцев Г.Ф.* Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.

ГЕОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО И ДРУГИХ ГЛОБАЛЬНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЗЕМЛИ

A GEOLOGICAL-CLIMATIC MODEL AND GEOLOGICAL FEATURES OF THE QUATERNARY AND OTHER GLOBAL GLACIAL PERIODS ON EARTH

В.А. Епифанов

АО «Росгеология» АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия
zem864@yandex.ru

V.A. Yepifanov

JSC «Rosgeologia», JSC «SNIIGGIMS», Novosibirsk, Russia

Для реконструкций палеодинамики преобразования экосистем и оценки предстоящих изменений климата и ландшафтов на территории России необходимо четко определиться с главными первопричинами происходивших в Квартере глобальных похолоданий. И сделать это можно на основе ретроспекции геообстановок других Великих Оледенений планеты.

Периодичность возникновения ледниковых эпох четвертичного периода давно установлена. Выявлена и их связь с вращением Земли на околосолнечной орбите и вокруг собственной оси – с изменениями эксцентриситета, прецессией, нутацией. После работ М. Миланковича принято считать, что долговременные модуляции глобального климата планеты обусловлены изменениями инсоляции, связанными с орбитальными циклами.

Отметим, что изменения эксцентриситета (как и прецессия, нутация) явления постоянные и происходили они регулярно на всем протяжении эволюции Земли. Однако глобальные оледенения развивались лишь в отдельные геологические периоды, повторяясь через 140–150 млн лет, что совпадает с шагом длительности тектонических «циклов Бертрана».

Следовательно, инсоляции, безусловно влияя на климат, все же не является причиной возникновения оледенений. Вместе с тем, ледниковые периоды коррелируются с определенными геодинамическими обстановками и конкретными эпохами эволюции Земли (рис. 1).

Из рисунка видно, что со складчатыми эпохами (строка 6) связаны 3 оледенения (стр. 5): позднеордовикское – с таконской (каледонский этап), карбон-пермское – с уральской (герцинский этап), и четвертичное оледенение – с маошаньской (альпийский этап). Оледенение киммерийского этапа не получило развития, т.к. в поздней юре происходил интенсивный спрединг – расширялись океаны и подводный вулканизм активно подогревал их акватории.

Три ледниковых периода Гондванской гляциоэры связаны с эпохами максимальных инверсий магнитного поля планеты (стр. 4). Зависимость биоценозов от модуляций геомагнитного поля, и, следовательно, изменения количества поступающей на Землю солнечной радиации, также очевидна. И отмечается связь «процессов на поверхности Земли (жизнь) и в ее ядре (инверсии поля) с изменениями вращения Земли, ее скорости и угла наклона оси вращения» [Печерский, Гурарий, Щербаков, 2010, с. 50].

Синхронность оледенений с эпохами складчатости и активностью геомагнитного поля позволяет искать варианты их явной связи с тектономагматическими активизациями планеты.

Из рисунка также следует, что все ледниковые периоды связаны с фазами глобального сжатия Земли в пульсациях I ранга (стр. 3), сопровождающимися уменьшением содержания углерода (стр. 7) и

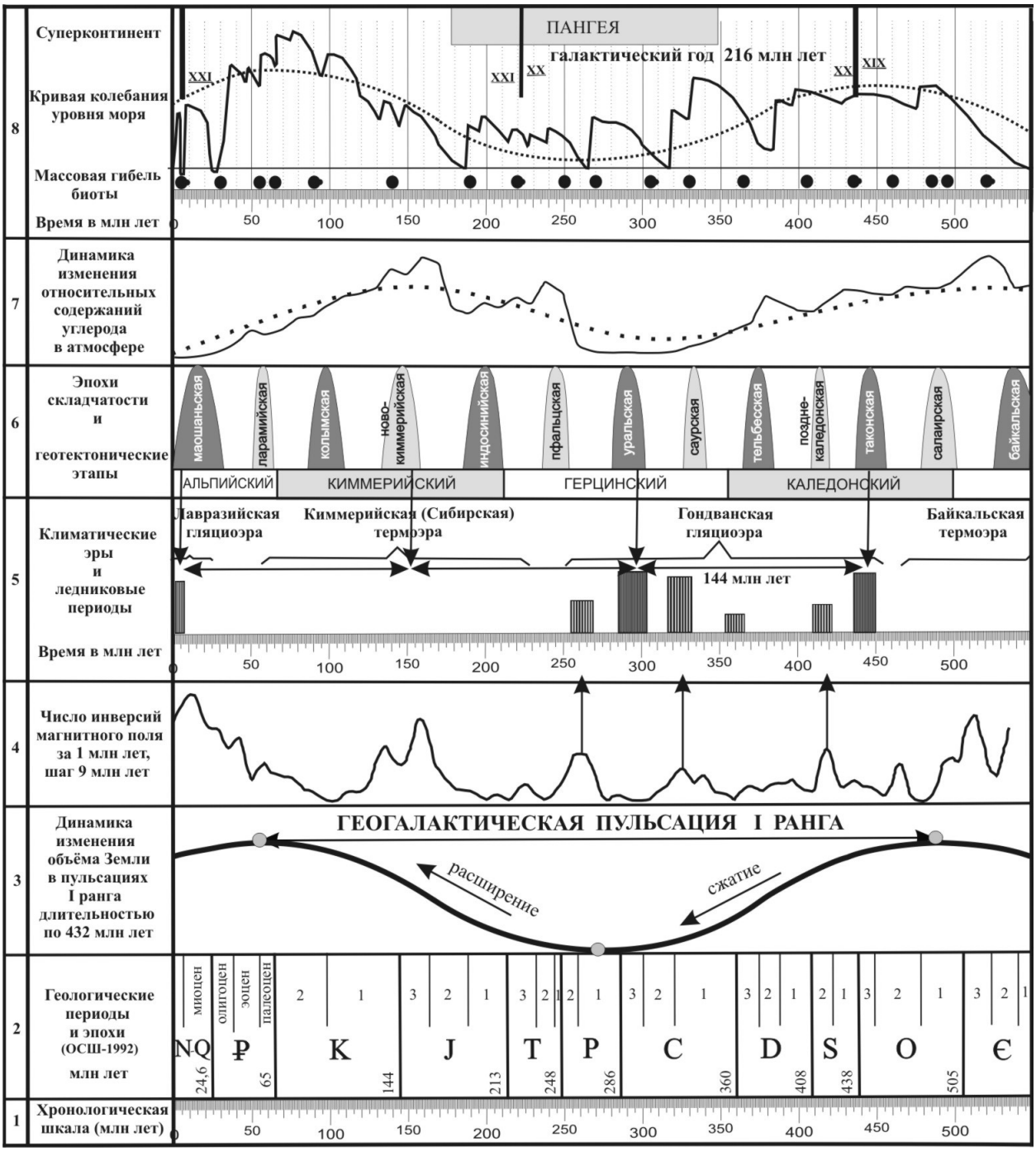


Рис. 1. Схема сопоставления оледенений Земли и этапов ее эволюции в фанерозое

снижением уровня Мирового океана (стр. 8). Таким образом, возникновения оледенений прямо связано с глобальной геодинамикой, реализуемой в контексте пульсаций Земли, и регламентируемой геокосмическими ритмо-циклами [Епифанов, 2006, 2012].

При активизациях недр планеты в первую очередь должны приходить в движение наиболее подвижные элементы – газы и газообразные вещества. Минимоделью таких процессов является «пробуждение спящего» вулкана, начинающееся с напорных выбросов газопаровой смеси. Очевидно, что это может быть распространено и на планетарную макромодель.

В фазы глобального сжатия геодинамические обстановки характеризуются высокой тангенциальной напряженностью литосферы и повсеместным формированием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в водных, газово-водных и газовых залежах. На фазы сжатия пульсаций крупных рангов накладываются фазы пульсаций более

мелких рангов, и происходит резонанс однофазных напряжений, завершающийся релаксацией АВДП в виде прорывов газово-водно-обломочных смесей на земную поверхность.

Напорная дегазация способна катастрофически быстро изменить климат и преобразовать ландшафты. Залповые выбросы в атмосферу метана (взрывной выброс из одной залежи может служить детонатором для соседних) и других парниковых газов приводят к интенсивному испарению океанических вод, обильным снегопадам и проливным дождям. За дегазацией обычно следует гидровулканизм (блоуаутинг) с выносом на дневную поверхность гигантских объемов обломков горных пород и подземных вод, что приводит к интенсивному и быстрому затоплению территорий. Наряду с углеводородной дегазацией, к катастрофическим водным событиям приводит и активное поступление в атмосферу водорода, обуславливающего не только взрывы «гремучей смеси» и пожары, но также и ливневые наводнения (при захвате атмосферного кислорода с образованием воды).

Список литературы

1. *Епифанов В.А.* Теория оледенений пульсирующей Земли // Вопросы географии Сибири. Томск: ТГУ, 2006. Вып. 26. С. 98–105.

2. *Епифанов В.А.* Геогалактические пульсации, пространство-время Земли и гармония стратиграфической шкалы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2012. № 4 (12). С. 90–103.

3. *Печерский Д.М., Гурарий Г.З., Щербаков В.П.* Геомагнитное поле и эволюция жизни на Земле // Земля и Вселенная, 2010. № 4. С. 50–60.

КАТАСТРОФИЧЕСКАЯ ДЕГАЗАЦИЯ НЕДР КАК ВЕДУЩИЙ ФАКТОР ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В КВАРТЕРЕ. ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ХАРАКТЕР И МАСШТАБЫ ПРОЯВЛЕНИЯ

CATASTROPHIC DEGASSING AS A LEADING FACTOR OF GLOBAL CLIMATE CHANGES IN THE QUATERNARY PERIOD. THE REASONS, FEATURES, AND SCALES

В.А. Епифанов

АО «Росгеология», АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия
zem864@yandex.ru

V.A. Yepifanov

JSC «Rosgeologia», JSC «SNIIGGIMS», Novosibirsk, Russia

Природные катастрофы в том или ином виде и масштабе на Земле происходят постоянно. Однако существуют длительные отрезки времени, когда катастрофизм становится явлением массовым и кардинально изменяет ландшафтный облик целых регионов и их биоценоз.

Эти «революционные моменты» истории Земли периодически происходили на всем пути ее эволюции. Геологи такие периоды связывают с тектономагматическими активизациями планеты, а изучающие «молодую историю Земли» специалисты из области биологических и географических наук акцентируют свое внимание на последнем глобальном оледенении планеты – Четвертичном ледниковом периоде.

Разделение наук о Земле на отдельные области знания и специализация по их узким направлениям закономерно приводят к потере целостного видения картины «явления оледенения» и пока затрудняют выявление реальных причин его возникновения и деградации. Естественно ожидать, что при решении этих вопросов будет полезен комплексный подход, основанный на синтезе геолого-географических фактов и знаний.

Для выявления первопричины возникновения оледенения необходимо создание модели, в которую

бы вписались и основные существующие гипотезы, и нашла внятное решение вся совокупность главных ледниковых «проблем и алогизмов», в т.ч. нижеследующие:

1. Глобальные похолодания и следующие за этим эпохи оледенений возникали быстро и быстро же заканчивались, в то время как инсоляция менялась плавно, поскольку уровень ее прямо зависит от постепенно меняющегося угла наклона Земли к плоскости эклиптики;

2. В эти эпохи на равнинных территориях начиналось активное перемещение огромных масс обломочного материала размерностью от алевритов до валунов и в гляциальных областях накопление материала часто имело выраженные признаки множества селевых потоков;

3. В гляциальные эпохи одновременно происходило резкое похолодание и затопление обширных территорий пресными водами. В период 16–14 тыс. л.н. климат в Средней Сибири и на Таймыре изменялся от умеренно-холодного до арктического, но именно тогда – 16–14 тыс. л.н. – и проявился максимум хвалынской трансгрессии. «Речной потоп проявился в виде сверхполоводий … превосходящих по расходам воды современные в несколько (10–15) раз и более… их ареал простирался … и совпадал в основном с регионом распространения многолетней мерзлоты» [Чепалыга, 2007, с. 441–442];

4. Бурением в нефтеносных районах установлено, что мощность «многолетнемерзлых пород» (ММП) по простиранию не выдержана, и в одном регионе она может колебаться от первых десятков до сотен метров, резко увеличиваясь над залежами углеводородов (УВ);

5. Мощность ММП иногда распространяется на глубину до 1,5 км, что объяснить холодным климатом весьма сложно, а учитывая наличие снежных покровов на земной поверхности (из снега эскимосы строят себе жилые помещения – «иглу») – практически невозможно.

Однако все эти «алогизмы» Четвертичного оледенения находят объяснение в «науках геологических» и логично-закономерно вписываются в «дегазационную модель оледенений».

Причиной быстрого начала оледенений (триггером) является массовая напорная дегазация земных недр, обусловленная диффузией глубинных газов, а затем и релаксацией аномальных давлений в УВ, газово-водных и водных залежах. Следствием этих видов дегазации является глобальное проявление «дроссельного» и «парникового» эффектов [Епифанов, 2006, 2015].

В результате первого из них, вмещающие приповерхностные породы охлаждались за счет адиабатического расширения просачивающихся газов, и на дегазирующих территориях образовывалась криолитосфера. На фоне ММП окружающих территорий мощность мерзлоты над залежами УВ, естественно, увеличивалась, и иногда на сотни метров. В это же время в обводненных толщах ММП происходило формирование газогидратов (газоемкость вод по мере охлаждения возрастает), а также образовывались «сухие» изолированные залежи метана.

По мере подтока глубинных газов давление в «сухих» залежах возрастало. В какой-то момент не выдерживали покрышки в расположенных недалеко от поверхности залежах, и происходили мощные выбросы струй газов. Вынос в атмосферу гигантских объемов «парниковых» газов приводил к формированию плювиального климата в экваториальных зонах, а перенос влажных воздушных масс в высокие широты обеспечивал обильность снегопадов. На мерзлых грунтах быстро накапливались обширные снежные покровы. Резко возросшее альбедо стабилизировало длительное похолодание – начиналась «ледниковая эпоха».

Естественно, что в районах дегазации резко изменялся состав воздуха. Это вызывало миграцию фауны на безопасные территории, ее концентрирование там, а затем и гибель от голода или удушья. Если в момент дегазации животные находились вблизи источника, то их смерть, «летняя заморозка» и захоронение происходили практически мгновенно.

Газово-струйная дегазация сопровождается выбросом огромных объемов напорных охлажденных вод, способных выносить из земных глубин на поверхность разнообразный обломочный материал, в том числе и крупноразмерный весом до первых тонн. Принципиально подобные явления представлены современным грязевым «вулканизмом» и накапливающиеся здесь «сопочные брекчии» представляют собой осадки локальных псевдоселей. Особо отметим, что этот «вулканизм» наблюдаются в тектонически активных сейсмических областях.

При напорном водно-газовом фонтанировании (блоуаутинге) в процесс вертикального движения к земной поверхности вовлекаются горные породы с разных глубин, а в районах с маломощным осадочным чехлом могут переноситься и кристаллические породы фундамента. Накопление материала при переносе такими псевдоселевыми потоками формирует аккумулятивный ландшафт «ледникового типа». А отложение обломочного материала в долинах водотоков приводит к образованию многочисленных, и нередко крупных, подпрудных водоемов, «йокульлаупы и фландстримы» которых могли создавать различные формы скэбленда.

Таким образом, в районах дегазационного формирования ММП (1 этап) обильно накапливался разнородный обломочный материал (2 этап), в том числе и «чужой» «экзотический», и создавался ре-



льеф «ледникового типа», а сами эти территории во время резкого похолодания становились областями экстремальных сверхпаводков и затоплений.

Быстрое окончание ледниковой эпохи обусловлено массовым разрушением залежей метангидратов обеспечивающим длительный «парниковый эффект», возникающий за счет выбросов метана в атмосферу. Реальность таких процессов была подтверждена образованием на п-вах Ямал, Таз и на Таймыре в 2013–14 годах дегазационных воронок, на месте которых за счет таяния ММП и процессов термоабразии уже образуются типичные тундровые округлые озера [Епифанов, 2015]. Изобилие таких озер в Российской Арктике (местами они занимают до 60% площади) прямо указывает на масштабы проявления дегазационных процессов и их значимость при реконструкциях и прогнозировании грядущих изменений климата.

Список литературы

1. *Епифанов В.А.* Дегазационная гипотеза возникновения глобальных оледенений // Вопросы географии Сибири. Томск: ТГУ, 2006. Вып. 26. С. 81–90.

2. *Епифанов В.А.* Коэволюционная модель формирования и деградации криолитосферы и скоплений газа // Материалы 2-ой научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири». Новосибирск: СНИИГГиМС, 2015. Т. 2. С. 41–43.

3. *Чепалыга А.Л.* Эпоха экстремальных затоплений (ЭЭЗ) как проявление «Всемирного Потопа» в Понто-Каспийском бассейне // Материалы V Всерос. совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы Квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Москва: Изд-во ГИН РАН, 2007. С. 441–443.

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, АНАЛОГИ КОМПЛЕКСОВ, ВЫДЕЛЕННЫХ В.И. ГРОМОВЫМ

FAUNISTIC COMPLEXES OF THE WESTERN TRANSBAIKALIA, THE ANALOGUES OF V.I. GROMOV'S COMPLEXES

М.А. Ербаева, Н.В. Алексеева, Ф.И. Хензыхенова. О.Д. Намзалова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
sinolag@mail.ru, ochotona@mail.ru, khenzy@mail.ru, ojunkanam@mail.ru

M.A. Erbajeva, N.V. Alexeeva, F.I. Khenzykhenova, O.D. Namzalova

Geological Institute, Siberian Branch, RAS, Ulan-Ude, Russia

Валерьян Иннокентьевич Громов – основоположник биостратиграфического направления квартера и плиоцена территории бывшего Советского Союза. Впервые им дано палеонтологическое обоснование плиоцен-четвертичных подразделений и выделены фаунистические комплексы по крупным млекопитающим, которые сохранили свою руководящую роль до настоящего времени. Аналоги выделенных им фаунистических комплексов были впервые установлены в Западном Забайкалье Э.А. Вангенгейм. В этот период, в середине прошлого столетия, в регионе впервые были предприняты детальные геологические и палеонтологические исследования и связаны они с именами Э.И. Равского, Н.А. Логачева, Д.Б. Базарова, Л.В. Голубевой, В.Г. Гербовой, Л.П. Александровой и Э.А. Вангенгейм. На основе изучения крупных млекопитающих Элеонора Алексеевна выделила следующие фаунистические комплексы: чикойский, итанцинский, тологойский, усть-киранский и верхнепалеолитический, которых она считала стратиграфическими аналогами комплексов, выделенных В.И. Громовым. (Равский и др., 1964; Вангенгейм и др. 1966),

В 60-х годах прошлого столетия под руководством И.М. Громова началось интенсивное изучение ископаемой фауны мелких млекопитающих на территории СССР, в том числе и в Западном Забайкалье. Монографические исследования грызунов и зайцеобразных Забайкалья позволили значительно

восполнить видовой состав фауны региона и дополнить фаунистические комплексы, выделенные Вангенгейм (Ербаева, 1970).

Позднее на основе детальных исследований новых палеонтологических материалов и анализа имевшихся данных были выявлены новые таксономические единицы дополнившие существовавшие подразделения. Это новые фаунистические комплексы – удунгинский и засухинский и новые фауны – додогольская, кудунская, усть-оборская, иволгинская, новобрянская, позволившие проследить последовательное развитие фауны млекопитающих от позднего плиоцена до голоцена Забайкалья (Алексеева, 2005).

Наиболее ранней известной в Забайкалье фауной является фауна удунгинского комплекса, возраст которого начало позднего плиоцена (MN 16a). Для него характерно доминирование лесных обитателей, обилие хищных млекопитающих и присутствие экзотичных форм таких как мигрант из Северной Америки *Ferinestrix*, высококоронковый хомяк рода *Gromovia*, примат лангур *Parapresbytis* и др., арвиколиды малочисленны (Вислобокова и др., 1993; Калмыков, Малаева, 1994; Erbajeva et al., 2003; Wolsan, Sotnikova, 2013). Фауна конца позднего плиоцена представлена чикойским комплексом (MN 16b), в составе которого преобладали обитатели саванноидных ландшафтов, это гиппарионы, разнообразные газели, гиена и др., характерно значительное количество обитателей открытых ландшафтов, в частности, полевок рода *Villanyia* и пищуховых (*Ochotona*) (Вислобокова и др. 1993).

Следующая стадия в развитии фауны представлена итанцинским комплексом раннего плейстоцена, в составе которого возросло обилие сусликов, обитателей степных ландшафтов, впервые появляются *Clethrionomys*, *Allactaga* и настоящие лошади рода *Equus*, сменившие гиппарионов, полевка *Villanyia klochnevi* сменила плиоценовую *V. eleonorae*, появились полевки рода *Cromeromys*. Эта фауна является стратиграфическим аналогом хапровской фауны. За итанцинским комплексом следует додогольская фауна для которой характерно появление новых родов *Allophaiomys* и *Borsodia*, сменившей род *Villanyia*. Додогольскую и следующую за ней усть-оборскую можно считать стратиграфическим аналогом псекупской фауны Восточной Европы. В составе усть-оборской фауны появляются новые роды *Lagurodon* и *Prolagurus*, сменившие *Borsodia*, и присутствует архаичный *Allophaiomys deucalion.* Следующие стадии фауны раннего плейстоцена последовательно сменяющие друг друга представлены кудунской и засухинской. В кудунской фауне род *Allophaiomys* представлен более прогрессивной формой *A. pliocaenicus*, появляется *Lasiopodomys mandarinus* и *Crocidura,* продолжает существовать *Prolagurus*. Фауна засухинского комплекса является завершающей стадией раннего плейстоцена. Для нее характерно появление родов *Microtus*, *Terricola*, *Alticola* и *Eolagurus*, сохраняются редкие *Allophaiomys.*

Среднеплейстоценовый этап развития фауны представлен тологойским фаунистическим комплексом, которого предположительно считаем стратиграфическим аналогом тираспольского комплекса Восточной Европы. Для него характерно обилие пищуховых, тушканчиков, сусликов подрода (*Urocitellus*) и лагурид рода *Eolagurus* (*E. simplicidens*), немногочисленны полевки рода *Microtus*, впервые появляются роды *Ellobius*, *Dipus* и *Meriones*. За тологойским комплексом следует иволгинская фаунав составе которой присутствуют *Lepus* sp., *Clethrionomys rutilus*, *Ochotona daurica*, *Eolagurus luteus*, *Spermophilus undulatus* и характерно разнообразие видового состава полевок рода *Microtus*.

Усть-киранский комплекс, также среднеплейстоценового возраста, был выделен Э.А. Вангенгейм по крупным млекопитающим, однако сведения по мелким млекопитающим отсутствуют. Однако, из отложений сходного по строению и геологическому возрасту были собраны остатки мелких млекопитающих, которые отнесены нами условно к этому комплексу. В составе фауны присутствуют *Lasiopodomys brandti*, *Lagurus transiens*, *Allactaga sibirica*, *Microtus fortis* и др.

Позднеплейстоценовый этап характеризуется рядом фаун сменяющих друг друга во времени. В целом особенностью фауны мелких млекопитающих этого временного интервала является обилие остатков полевки Брандта, сурков, сусликов и восточной полевки, достаточно многочисленны даурская пищуха, степная пеструшка и узкочерепная полевка. Среди них четко выделяется и охарактеризована лишь фауна каргинского времени, которая выделена как новобрянская фауна.

Вышеизложенные данные свидетельствуют о том, что в Забайкалье были выделены аналоги фаунистических комплексов, установленых В.И. Громовым и позднее они были дополнены новыми региональными фаунами.

Исследования проведены в рамках выполнения работ по грантам РНФ (№ 16-17-10079, палеонтологический анализ) и РФФИ (№ 15-05-01858; № 16-05-01096).

Список литературы

1. *Алексеева Н.В.* Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое. М.: ГЕОС, 2005. 141 с.

2. *Вангенгейм Э.А., Беляева Е.И., Гарутт В.Е.* и др. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1966. 164 с.

3. *Вислобокова И.А., Сотникова М.В., Ербаева М.А.* Ранневиллафранкский этап фауны млекопитающих Северной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. № 5. С.87–96.

4. *Ербаева М.А.* История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.

5. *Калмыков Н.П., Малаева Е.М.* Континентальная биота нижнего плиоцена Западного Забайкалья. // Доклады Академии наук. 1994. Т. 339. № 6. С. 785–788.

6. *Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А.* и др. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1964. Вып. 105. 278 с.

7. *Erbajeva M.A., Alexeeva N.V., Khenzykhenova F.I.* The Pliocene small mammals from the Udunga site of the Transbaikal area // Colloquios de Paleontologia. Vol. Ext. 1. Madrid, 2003. P. 133– 145.

8. *Wolsan M., Sotnikova M.* Systematics, evolution, and biogeography of the Pliocene stem meline badger Ferinestrix (Carnivora, Mustelidae) // Zoological Journal Linnean Society, 167, 2013. P. 208–226.

О ПОЗДНЕЛИХВИНСКО-ДНЕПРОВСКОМ ВОЗРАСТЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ФАЗЫ БОРЕАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ В БАССЕЙНЕ Р. ПЕЧОРА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

ABOUT THE LATE LIKHVINIAN – DNIEPER AGE OF THE MAXIMAL PHASE OF BOREAL TRANSGRESSION IN THE PECHORA RIVER BASIN (NEW DATA)

В.А. Жарков

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия
Vladimir_Zharkov@vsegei.ru

V.A. Zharkov

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St-Petersburg, Russia

Цель настоящего сообщения – привлечь внимание широкого круга специалистов к важной и пока спорной проблеме соотношения трансгрессий и оледенений в бассейне р. Печора в неоплейстоцене. Для ее оценки нужно отвлечься от уже известного и ставшего привычным обильного геолого-геоморфологического материала и отнестись к нему критически. В качестве объекта-репера, выделяемого всеми исследователями, предлагается абразионный уступ, отделяющий региональную 4-ю надпойменную террасу (с тыловым швом чуть ниже 100-метровой горизонтали) р. Печора и ее крупных притоков, от вышерасположенных рельефообразующих образований, в которые врезана терраса. Границы террасы отвечают границам бореального Печорского бассейна М.А. Лавровой и С.Л. Троицкого [Лаврова, Троицкий, 1960 (рис. 1)] сопоставленного с эемским морем Западной Европы. На схеме корреляции И.Д. Данилова [Данилов, 1982 (рис. 2)] и в материалах А. С. Лаврова [Лавров, 1968 (рис. 2)] терраса отвечает микулинскому времени. Р.Б. Крапивнер выделил отложения террасы в ранне-средненеоплейстоценовый чулейский горизонт [Крапивнер, 1976]. В атласе ГИН АН СССР и Робертсон Груп [Атлас, 1992], выделена «эпоха бореальных трансгрессий», с тремя эемскими трансгрессиями Западной Европы, сопоставленными с 9-й, 7-й и 5-й изотопными стадиями. Обзор вышеуказанных и других материалов показал, что возраст отложений террасы определяют спорово-пыльцевым методом или абсолютным датированием в широком диапазоне раннего-позднего неоплейстоцена.

Эту же террасу считают дном приледникового озера Коми, образованного в долинах рек бассейна Печоры, запруженных гипотетическим ледником, надвинувшимся с Карского шельфа [Астахов, Свенсен, 2011; Лавров, Потапенко, 2012; и др.]. В этой модели возраст отложений террасы микулинский или поздневалдайский, соответственно.

В основании разреза четвертой террасы р. Печора, эродированной р. Вертный, изучен торфяник с семенами *Aracites interglacialis* Wieliczk. (вид-индикатор лихвинского времени) [Жарков, Зиновьев, Трофимова, 2015]. В составе спор и пыльцы из торфа Т.И. Марченко-Вагапова (ИГ Коми НЦ УрО РАН) определила *Picea* sp. (29–31%), *Betula* sect. *Albae* (23–29%), *Betula* sect. *Fruticosae* (10–24%), *Pinus sylvestris* (13–48%), единичные зерна *Pinus sibirica*, *Alnus* sp., *Salix* sp., *Betula nana* и теплолюбивых *Pinus* sect. *Strobus* и *Tilia* sp. Доля пыльцы древесных растений 59–75%. Среди травянистых растений встречены *Menyanthaceae* и *Nupharaceae*. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют хвойные леса с господством сосны, участием ели, березы и луговых ценозов. Наличие липы и сосны sect. *Strobus* подтвердило лихвинский возраст торфа, определенный карпологом. В низах толщи, перекрывшей торф, роль хвойных пород снижена, исчезли широколиственные породы, возросла доля пыльцы *Betula nana* на фоне уменьшения содержания пыльцы *Betula* sect. *Albae*. Хвойно-лиственные леса сменились березовыми группировками с елями и соснами, что говорит о начале позднелихвинского похолодания. В вышележащих слоях определены СПК березовых редколесий с участием ели, сосны, кустарниковых, кустарничково-сфагновых ассоциаций и ольховника, указывающие на усиление похолодания. Состав пыльцы в слоях, завершающих разрез террасы, отражает климат березовых кустарниковых тундр с единичным участием ели, сосны, ольхи и ивы, отвечающий, предположительно, днепровскому криохрону. На поверхности сохнущих образцов торфа и содержащихся в нем обломков древесины, выросли агрегаты микроскопических кристаллов гипса и барита, свидетельствующие о былом затоплении торфяника морскими водами [Жарков, Силаев, Филиппов, 2017].

Выявленные закономерности отвечают моделям А.И. Попова [Попов, 1959] и И.Д. Данилова [Данилов, 1982], в которых возникновение и исчезновение плейстоценовых ледников обусловлено трансгрессиями и регрессиями Полярного бассейна.

Во второй половине плиоцена почти на всем северном побережье Евразии зафиксирована обширная регрессия [Стрелков, 1961]. Шельф Карского моря стал равниной, расчлененной гидросетью, называемой в Зауралье и Западной Сибири тобольской, а в бассейне Печоры – канинской [Крапивнер, 1976]. То обстоятельство, что торфяник на р. Вертный подстилается русловым аллювием, лежащим на триасовых аргиллитах, подтверждает наличие длительного перерыва между известной в регионе позднеплиоценовой-эоплейстоценовой регрессией и среднечетвертичной трансгрессией.

В свете новых данных иначе звучит вопрос о корреляции ледниковых и межледниковых отложений, выделяемых в Центральной России и в Большеземельской тундре. Лихвинско-днепровский возраст четвертой террасы р. Печора, в сочетании с хорошей сохранностью тылового шва и уступа, отделяющего поверхность террасы от рельефообразующих отложений, в которые она врезана, говорят о том, что в послелихвинское время покровные ледники не достигали бассейна р. Печора. С учетом вышеизложенного, отложения, слагающие 4-ю террасу р. Печора, должны коррелироваться с голштинской трансгрессией Европы. Также лишены оснований представления, в которых вышеуказанные бореальные образования, развитые на абс. отм. ниже 100 м, коррелируют с морскими отложениями, распространенными на отметках 120–200 м и выше [Стрелков, 1961; Лавров, 1968; и др.].

Список литературы

1. *Астахов В.И., Свенсен Й.И.* Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке европейской части СССР // Региональная геология и металлогения, № 47, 2011. С. 12–27.

2. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Том 1 и Том 2. Гл. ред. М.Н. Алексеев. ГИН АН СССР и Робертсон Груп плк. Лландидно. Гвинедд. Великобритания, 1992.

3. *Данилов И.Д.* Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 119–135.

4. *Жарков В.А., Зиновьев Е.В., Трофимова С.С.* О первой находке *Aracites interglacialis* Wieliczk. в бассейне Печоры // Уральский геологический журнал, 2015, № 5(107). С. 13–23.

5. *Жарков В.А., Силаев В.И., Филиппов В.Н.* Аутигенные гипс и барит в кайнозойских толщах бассейна р. Печора как индикатор морских палеогеографических обстановок // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти П.А. Каплина. М. 2017. С. 50–53.

6. *Крапивнер Р.Б.* Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1976. С. 90–141.

7. *Лавров А.С.* Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени // Изв. ВГО. 1968. Том 100. Вып. 2. С. 146–151.



8. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М., 2012. 191 с.

9. *Лаврова М.А., Троицкий С.Л.* Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири // Хронология и климаты четвертичного периода. Международн. геол. конгресс, доклады советск. геологов. 1960. С. 124–136.

10. *Попов А.И.* Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. Изд. МГУ, 1959. С. 360–384.

11. *Стрелков С.А.* Развитие береговой линии Арктических морей СССР в четвертичном периоде // Морские берега. Труды института геологии Академии наук Эстонской ССР, Том VIII, 1961. С. 133–146.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ГРАНИЦА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПОДПРУДНЫЕ ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ: ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ВОПРОСА

THE SIS SOUTHEASTERN LIMITS AND RELATED PROGLACIAL EVENTS: AN OVERVIEW

Н.Е. Зарецкая[1], А.В. Панин[2,3]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Географический факультет МГУ, Москва, Россия
[3] Институт Географии РАН, Москва, Россия

N.E. Zaretskaya[1], A.V. Panin[2]

[1] Geological Institute of RAS, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography of RAS, Moscow, Russia

По поводу положения юго-восточной границы максимальной стадии последнего (валдайского) оледенения до настоящего времени единого мнения нет.

Активные исследования распространения последнего оледенения проводились в 1960-х гг., и результаты были обобщены в монографических работах [Чеботарева, Макарычева, 1974; Палеогеография Европы…, 1982]. В 1970-х годах в результате осуществления групповой геологической съемки с широким применением аэрометодов на Онежско-Важском междуречье и в долине р. Ваги, юго-восточная граница последнего оледенения была существенно уточнена [Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979]. Затем пространственное положение ледниковых щитов на севере Европы в позднем плейстоцене и, особенно, в период последнего глобального ледникового максимума (ПЛМ) стало активно изучаться с конца 1990-х гг. Эти исследования завершились рядом крупных обобщений. Вышли карты распространения ледников на севере Русской равнины и Западной Сибири, составленные по результатам международных проектов PECHORA и QUEEN [Svendsen et al., 2004; Hubberten et al., 2004]. В 2016 г. ВСЕГЕИ выпустил новую карту четвертичных отложений территории РФ [Застрожнов и др., 2016] в комплекте с гляциоморфологической картой [Astakhov et al., 2016]. Опубликована реконструкция динамики Скандинавского ледникового щита в период 40–10 тыс. л.н., на которой наряду с наиболее вероятным, показаны крайние возможные оценки положения границы ледника [Hughes et al., 2015]. Для периода 19–20 тыс. л.н., к которому относится максимальное распространение ледника на северо-западе России, наиболее широкая полоса неопределенности характерна именно для юго-восточного сектора. С другой стороны, проведена кардинальная ревизия ледниковой границы в бассейне р. Северной Двины [Larsen et al., 2014], основанная на данных гляциоморфологического дешифрования данных дистанционного зондирования [Fredin et al., 2012], предполагающая значительно более далекое, чем считалось ранее, продвижение ледника по долинам Ваги и Вычегды. Таким образом, положение максимальной границы ледника на северо-западе Русской равнины остается дискуссионным. По всей периферии Скандинавского ледника максимальную границу оледенения именно

в его юго-восточном секторе можно считать установленной наименее надежно.

Проблема границы последнего оледенения тесно связана с проблемой масштабов и хронологии подпрудных приледниковых явлений у юго-восточной границы Скандинавского ледникового щита. О формировании приледникового озера и изменении направления стока рек с северо-западного на южное (через долину р. Камы в р. Волгу и Каспийское море) писал еще И.И. Краснов, опираясь на данные бурения 1939–40 гг. [Краснов, 1948]. На построенном по этим данным геологическом профиле через «Кельтминский каньон» [Яковлев, 1956] верхняя часть разреза (суглинки, пески с гравием и галькой) относится автором к позднечетвертичному времени и интерпретируется как отложения вод приледникового озера, стекавших из бассейна Вычегды в бассейн Камы в последнюю ледниковую эпоху.

Идея повсеместного существования подпрудных озер на реках северного направления стока была выдвинута А.С. Лавровым [1968]. Развивая эту идею, А.С. Лавров и Л.М. Потапенко реконструировали две стадии (во время ПЛМ и в позднеледниковье) образования подпрудного озера в бассейне р. Северной Двины в эпоху последнего оледенения, из которых первое достигало абсолютных высот 135 м и переливалось через Кельтминский спиллвей [Лавров, Потапенко, 2005]. Позднее авторы отказались от концепции перелива озера, реконструируя его уровень не выше 130 м н.у.м. [Лавров, Потапенко, 2012]. Д.Д. Квасов [1975] реконструировал во время максимума последнего оледенения сброс вод т.н. Котласского озера через Кельтминскую ложбину на юг, в бассейн р. Камы выше устья Вишеры, сопровождавшийся перестройкой речной сети.

Дальнейшее развитие концепции позднеплейстоценовых приледниковых озер получили благодаря работам различных международных проектов. В ряде публикаций норвежских исследователей [Larsen et al., 2014; Lysa et al., 2011; 2014] в ПЛМ предполагается формирование в долине р. Вычегды подпрудного озера, достигавшего уровня порога стока 130 м абс. и переливавшегося через Кельтминскую долину в бассейн Камы. По мнению этих авторов, озеро подпиралось ледниковой лопастью, далеко проникавшей в долину Вычегды. Разделяют точку зрения о недавнем переливе вод через Кельтминский спиллвей и некоторые современные российские авторы [Назаров и др., 2015]. Геологических аргументов эта гипотеза пока не имеет. С другой стороны, приводились аргументы в пользу ограниченного распространения этого водоема лишь в самых низовьях долины Вычегды [Сидорчук и др., 1999, 2000; Sidorchuk et al., 2001] или в среднем течении Северной Двины [Зарецкая и др., 2014].

Исследования по уточнению границы последнего оледенения проводятся при поддержке РФФИ, проект 17-05-00706; исследования стока через Кельтминскую палеодолину поддержаны РНФ, проект 17-17-01289.

Список литературы

1. *Атласов Р.Р., Букреев В.А., Левина Н.Б., Останин В.Е.* Особенности рельефа краевой зоны Валдайского оледенения на Онего-Важском междуречье и в долине р. Ваги // Краевые образования материковых оледенений. Мат-лы V Всесоюзного совещания. Киев: Наукова думка. 1978. С. 30–38.

2. *Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В.* Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда. Доклады АН, 2014, серия геология, т. 455, № 1. С. 52–57.

3. *Застрожнов А.С., Минина Е.А., Шкатова В.К., Тарноградский В.Д., Круткина О.Н., Рыжкова В.М., Астахов В.И., Гусев Е.А.* Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000. ВСЕГЕИ, 2016.

4. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

5. *Краснов И.И.* Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий // Материалы по геоморфологии Урала, 1948, выпуск 1. С. 47–88.

6. *Лавров А.С.* Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени // Известия Всесоюзного Географического общества. 1968. Том 100. Вып. 2. С. 146–151.

7. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины. М.: «Аэрогеология», 2005. 348 с.

8. *Назаров Н.Н., Чернов А.В., Копытов С.В.* Перестройки речной сети Северного Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене // Географический вестник, 2015. № 3. С. 26–34.

9. *Чеботарева Н.С., Макарычева И.А.* Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука. 1974. 254 с.

10. *Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). М.: Госгеолтехиздат, 1956, 314 с.

11. *Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M.* Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International, 2016, 420. P. 4–14

12. *Fredin O., Rubensdotter L., van Welden A., Larsen E., Lysså A.* Distribution of ice marginal moraines in NW Russia // Journal of Maps, 2012, 8:3. P. 36–241

13. *Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne, Ø.S, Mangerud J., Svendsen J.* I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas, 2015, 45(1). P. 1–45.

14. *Larsen E., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Lysså A., Subetto D.* Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia // Quaternary Science Reviews, 2014, V. 92. P. 369–387.

15. *Lysa A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A.S., Subetto D.A., Van Welden A.* Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // Boreas, 2014, DOI 10.1111/bor.12080

16. *Sidorchuk, A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N.* Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda river, western Russia // in: River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. D. Maddy, M.G. Macklin & J.C. Woodward (eds). A.A. Balkema Publishers: 2001. C. 265–295.

17. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I.* et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004, V. 23. P. 1229–1271.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕВОЛЖСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ OSL ДАТИРОВАНИЯ

NEW DATA ON THE AGE OF THE NEOPLEISTOCENE DEPOSITS OF THE LOWER VOLGA SITES ACCORDING TO THE OSL METHOD RESULTS

А.С. Застрожнов[1], Г.А. Данукалова[2], A. Murray[3]

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, С.-Петербург, Россия
zast@vsegei.ru
[2] Институт геологии УНЦ РАН, Казанский федеральный университет, Уфа, Россия
danukalova@ufaras.ru
[3] Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Орхус, Дания
anmu@dtu.dk

A. Zastrozhnov[1], G. Danukalova[2], A. Murray[3]

[1] VSEGEI, S. Petersburg, Russia
[2] Institute of Geology USC RAS, Kazan Federal University, Ufa, Russia
[3] Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Aarhus, Denmark

В 2013–2016 гг. ВСЕГЕИ проводилось геологическое картографирование территории Астраханской области. В процессе работ по 35 образцам был получен ряд датировок хазарских, ательских, хвалынских отложений и образований, слагающих бэровские бугры.

Определения были выполнены методом OSL датирования (оптически стимулированное люминесцентное датирование) в университете г. Орхус, Дания (Nordic Laboratory for Luminescence Dating) группой под руководством A. Murray.

Хазарские отложения изучены в разрезах Нижнее Займище 4, Никольское 2, Цаган-Аман 1, Копановка 5, 6а, Владимировка, Косика 2/2, 2/3, Ленино 3, Сероглазовка 3 и 4.

В разрезе Нижнее Займище 4 две OSL датировки из основания песчаной пачки займищенского (черноярского) аллювия (средний неоплейстоцен действующих схем) показали близкие значения 104±8 тыс. лет и 113±8 тыс. лет. В разрезе Никольское 2 пески нижней генерации (займищенский аллювий) датированы 123±7 тыс. л.н., а перекры-

вающие их более молодые пески никольского аллювия (верхний неоплейстоцен действующих схем) – 139±13 тыс. л.н.

В разрезах Цаган-Аман, Копановка 6а, Владимировка 1, Ленино 3, Сероглазовка 3 и 4 верхнехазарские морские отложения, представленные характерным переслаиванием (5–50 см) песков, алевритов и глин («полосчатая пачка», цаган-аманские слои) попадают во временной диапазон 84±5 тыс. лет ÷ 174±37 тыс. лет, при этом, наиболее молодая датировка приходится на прослой вулканического пепла из разреза Владимировка 1. Два образца из таких же пеплов в разрезе Ленино 3 имеют относительно близкие даты в 99±8 тыс. лет и >101 тыс. л.н. (75±15 тыс. лет по полевым шпатам). Особняком стоят даты из отложений того же стратиграфического уровня разрезов Цаган-Аман 5 (144±8 тыс. л.н.) и Копановка 6а (174±37 тыс. лет по полевым шпатам).

Ательские образования разреза Нижнее Займище 4 показывают даты 69±4 тыс. лет (кровля) и 64±4 тыс. лет (подошва), в разрезе Райгород 2 – 56±4,34 тыс. лет (кровля) и 28,5±1,4 тыс. лет (подошва).

Прослои песков в нижнехвалынских «шоколадных» глинах охарактеризованы двумя датировками в разрезе Нижнее Займище 6 (23,1±1,4 и 30±2 тыс. лет) и одной датой в разрезе Копановка 1 (21,7±1,4 тыс. лет). Песчаные нижнехвалынские отложения в разрезе Косика 2/3 в своей кровле имеют значение 22,1±1,3 тыс. лет, в подошве 16,9±1,0 тыс. лет, суглинки хвалыни разреза Сероглазовка 4 датированы 29,1±1,7 тыс. лет.

Супесчаные и суглинистые отложения, слагающие бэровские бугры разреза Косика 2/3 показывают значения 14,8±0,7 тыс. лет (подошва) и 16,6±0,8 тыс. лет (кровля).

Полученные данные достаточно противоречивы и для наиболее древних отложений демонстрируют разброс значений, достигающий иногда 100%. Тем не менее, можно считать, что залегающие над урезом р. Волги отложения «надсингильской» части изученных разрезов не древнее МИС 6. Время формирования займищенского (черноярского) аллювия не выходит из диапазона МИС 5/6, а накопление ательских суглинков осуществлялось в калининское время (МИС 4). Накопление нижнехвалынских «шоколадных» глин, судя по полученным данным, происходило в интервале 22–30 тыс. лет, а осадков, слагающих бэровские бугры – 14–17 тыс. лет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОЭНТОМОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА РАЙОНА ЯНСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ (ЗАПАД ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ)

THE RESULTS OF SUB-FOSSIL INSECT ANALYSIS FROM THE ICE-COMPLEX DEPOSITS OF THE YANA RHS SITE (WESTERN PART OF YANA-INDIGHIRKA LOWLAND)

Е.В. Зиновьев[1], Е.Ю. Павлова[2], В.В. Питулько[3]

[1] Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
zin62@mail.ru
[2] Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия
pavlovaelena759@gmail.com
[3] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия
pitulkov@gmail.com

E.V. Zinoviev[1], E.Yu. Pavlova[2], V.V. Pitulko[3],

[1] Institute of Plant and Animal Ecology, UrB RAS, Ekaterinburg, Russia
[2] Arctic & Antarctic Research Institute, St Petersburg, Russia
[3] Institute for Material Culture History, RAS, St Petersburg, Russia

Рассмотрен энтомологический материал из двух расчисток в районе Янской палеолитической стоянки (Yana-RHS), расположенной в западной части Яно-Индигирской низменности в нижнем течении р. Яна. Разрез второй н/п террасы (отн. высотой 16–18 м над урезом реки (н.у.р.)), к отложениям ко-

торой приурочен культурный слой (КС) стоянки, ранее описан в ряде публикаций [Питулько, Павлова, 2010; Зиновьев и др., 2015]. КС залегает в средней части разреза на отн. высоте 7,5–8,5 м н.у.р., его возраст составляет 28,5–27,0 тыс. л.н. [Питулько, Павлова, 2010].

Детальная палеоэнтомологическая запись получена из расчистки LY/EF, сделанной в районе пункта Северный Янской стоянки [Зиновьев и др., 2015]. Этой расчисткой изучена верхняя половина разреза второй н/п террасы в диапазоне отн. высот 8–15,5 м н.у.р., охарактеризованная семью ^{14}C датировками в интервале 27540±180 л.н. (Beta-271405) – 9790±110 л.н. (ЛЕ-8915). Вторая расчистка, из которой получен энтомологический материал, – LY/SS, – расположена в 800 м ниже по течению от LY/EF. Ею вскрыта нижняя часть разреза второй н/п террасы в интервале отн. высот 2,4–10 м н.у.р. Результаты ^{14}C датирования показали время формирования отложений нижней части разреза в расчистке LY/SS в интервале 33340±300 л.н. (Beta-271035) – 23330±130 л.н. (Beta-269452). При этом близкие по значению ^{14}C датировки расположенные в разных расчистках на различных гипсометрических уровнях (дата 27540±180 (Beta-271405) из осадков пойменной фации аллювия на 8,5 м н.у.р. в расчистке LY/EF и дата 27620±180 (Beta-269450) из фации старичного аллювия на 2,2 м н.у.р. в расчистке LY/SS) отражают фациальную изменчивость разреза и указывают на динамически активную обстановку формирования аллювиальных отложений 27500 л.н. на широкой площади.

Был сопоставлен видовой состав насекомых из нижней части расчистки LY/EF, ранее описанной [Зиновьев и др., 2015], и расчистки LY/SS, данные по которой приводятся впервые. Ранее было установлено, что в нижней части расчистки LY/EF (8–12 м н.у.р.), охарактеризованного ^{14}C датировками в интервале 27,6–18,6 тыс. л.н., в отложениях ледового комплекса содержание *Morychus viridis* достигает 90,7–91,9% от общего числа особей. При этом число фрагментов этого вида сильно колеблется даже в пределах этой толщи, например, в пробах, взятых практически рядом – LY09-EF1/7 (отн. высота 10,3–10,5 м н.у.р.) и LY09-EF1/3 (отн. высота 10,5–10,7 м н.у.р.) содержание *M. viridis* меняется принципиально – от 91,2% до 17,0% соответственно. Помимо *Morychus*, в пробах из нижней части отложений ЛК представлены арктические и арктобореальные виды жуков, а также степные виды, в частности долгоносики рода *Stephanocleonus* (*S. eruditus, S. foveifrons, S.* cf. *leucopterus*). Несмотря на некоторые различия, наблюдаемые в пределах данного разреза, в целом жуки отражают условия холодного и сухого климата, причем индикаторами континентальных условий служат именно долгоносики рода *Stephanocleonus*. Пилюльщики *Morychus viridis* традиционно считаются обитателями сухих гемикриптофитных степей и тоже могут свидетельствовать о подобных климатических условиях.

В пробах расчистки LY/SS, несмотря на общее высокое содержание найденных фрагментов жуков, доли *M. viridis* были не столь велики по сравнению с LY/EF: максимальное число особей этого вида (39,6%) отмечалось в пробе LY/SS30 (отн. высота 7,45–7,8 м н.у.р), а в пробе LY/SS18 (отн. высота 2,4–2,9 м н.у.р) этот вид составлял всего 2% от общего числа выявленных особей. При этом доминирующими группами были жужелицы, долгоносики и листоеды, отнесенные преимущественно к арктическим и субарктическим видам, связанным с условиями холодного климата.

Можно предположить, что выявленные различия в составе энтомокомплексов проб нижней части расчистки LY/EF и слоев расчистки LY/SS связаны с особенностями локальных местообитаний, существовавших на данных участках. Как следует из особенностей экологии *M. viridis*, этот вид предпочитает открытые участки с песчаными почвами и редкой травянистой растительностью, состоящей в основном из ксерофильных видов осок [Кузьмина, Коротяев, 1987; Берман, 1990]. Согласно нашим наблюдениям, виды рода Morychus на Ямале встречались по песчаным обрывам рек. Вероятно, что на том участке, где формировались слои, вскрытые впоследствии расчисткой LY/EF, были в основном песчаные берега с ксероморфной растительностью и, соответственно, высокой плотностью *M. viridis*. В то же время на участке, где откладывались слои, соответствующие расчистке LY/SS, условия были иными – развитая луговая растительность, меньшая доля ксероморфных видов осок. Более того, для слоя, соответствующего пробе LY/SS18, реконструируется наличие холодного стоячего водоема.

При этом в обоих случаях отложения формировались в условиях холодного и относительно сухого климата и соответствующего распространению открытых ландшафтов типа современных типичных тундр с элементами степной растительности (на что указывают находки фрагментов долгоносиков родов *Stephanocleonus* и *Coniocleonus*). В целом энтомокомплексы из обеих расчисток района Янской палеолитической стоянки соответствуют видовому составу жесткокрылых, описанных из других местонахождений Яно-Индигирской низменности, соотносимых с периодом окончания МИС3 [Kuzmina, 2015 и др.].

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 16-18-10265 RNF.

Список литературы

1. *Берман Д.И.* Современные местообитания жука-пилюльщика Morychus viridis (Coleoptera, Byrrhidae) и реконструкция природной среды плейстоцена Северо-Востока СССР // Доклады АН СССР, 1990. Т. 310. № 4. С. 1021–1023.

2. *Зиновьев Е.В., Павлова Е.Ю., Питулько В.В.* Граница плейстоцена и голоцена западной части Яно-Индигирской низменности по энтомологическим данным (на примере Янской стоянки) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15–20 сентября 2015 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 170–173.

3. *Кузьмина С.А., Коротяев Б.А.* Новый вид жуков-пилюльщиков рода Morychus Er (Coleoptera, Carabidae) с северо-востока СССР // Энтомологическое обозрение, 1987. Т. 66. Вып. 2. С. 342–344.

4. *Питулько В.В., Павлова Е.Ю.* Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. М.: Изд-во «Наука», 2010. 264 с.

5. *Kuzmina S.A.* Quaternary Insects and Environment of Northeastern Asia // Paleontological Journal, 2015. Vol. 49. No. 7. P. 679–867.

ПОЛ И РОСТ В ХОЛКЕ ИСКОПАМЫХ БИЗОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ (НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАПОДИЙ)

METAPODIA-BASED DETERMINATION OF GENDER AND BODY HEIGHT FOR BISONS OF THE RUSSIAN NORTH-EAST

А.В. Зиновьев[1], Ф.К. Шидловский[2], И.В. Кириллова[2]

[1] Тверской государственный университет, Тверь, Россия
Zinovev.AV@tversu.ru,
[2] Национальный альянс Шидловского «Ледниковый период», Москва, Россия
9696519@mail.ru, ikirillova@yandex.ru

A.V. Zinoviev[1], F.K. Shidlovskiy[2], I.V. Kirillova[2]

[1] Tver State University, Tver, Russia
[2] National Alliance of Shidlovskiy «Ice Age», Moscow, Russia

Метаподии полорогих широко используют в палеогеографических и археозоологических реконструкциях, поскольку они сохраняются лучше остальных костей скелета, позволяют реконструировать высоту в холке, отражают среду обитания/условия содержания и, зачастую, являются хорошими индикаторами пола [Duffield, 1973]. Однако выработанные критерии не позволяют с уверенностью определить пол некоторых «уклоняющихся» экземпляров, проявляющих смешанные признаки или выходящих за пределы изменчивости, что показано на пясти бизона с реки Раучуа [Kirillova et al., 2015]. Материалом для статистической обработки послужили 100 пястных и 71 плюсневая кости взрослых бизонов (старше 3–4 лет – времени полного прирастания эпифизов), включая плюсну бизона с реки Раучуа, изъятую из крупа специально для данного исследования. Все материалы происходят с северо-востока России и хранятся в коллекции музея Ледникового периода. Кости датируются поздне- (Q_3) и среднеплейстоценовым (Q_2) временем. Пястные кости Q_2 бизонов – очень широкие и относительно короткие [Русанов, 1975], визуальное определение пола по ним не вызывает затруднений. Более поздние Q_3 бизоны имеют менее длинные и массивные метаподии. Пястная кость раннеголоценового бизона с реки Раучуа (F-3246) по длине вполне соответствует самым крупным Q_2 образцам, но ее пропорции сдвинуты в сторону «облегчения». Хотя существует тенденция уменьшения размеров костей у более поздних форм, раннеголоценовый бизон с реки Раучуа по длине (но не по массивности) метаподий более соответствует среднеплейстоценовым.

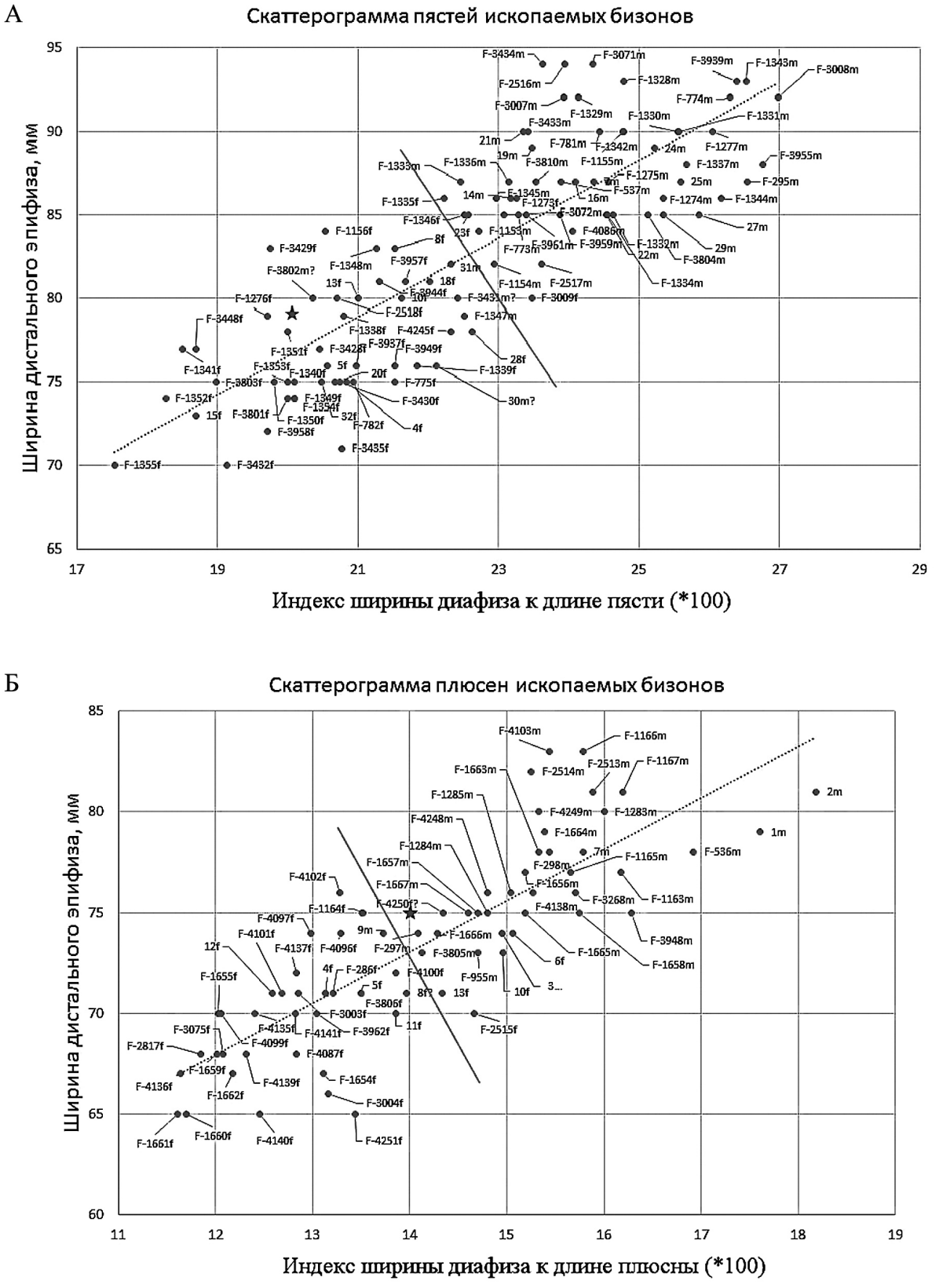


Рис. 1. Диаграммы рассеяния значений индекса ширины диафиза к длине пясти (*100) к ширине дистального эпифиза пясти (А), и индекса ширины диафиза к длине плюсны (*100) к ширине дистального эпифиза плюсны (Б) ископаемых бизонов Северо-Востока России. Буква справа от номера образца означает визуально определенный пол: m – самец, f – самка. Красная линия, перпендикулярная графику уравнения регрессии, построенному на указанном множестве точек по методу наименьших квадратов, делит области с костями, принадлежащими самкам (слева) и самцам (справа). Пясть и плюсна бизона с Раучуа (F-3246) обозначены звездочкой

Скаттердиаграммы промеров и индексов метаподий бизонов (рис. 1) демонстрируют хорошее совпадение результатов визуального (в основном по массивности) и статистического определения пола. Пястная кость бизона с реки Раучуа попадает в область самок, в то время плюсневая находится в переходной зоне, что не противоречит принадлежности ее указанному полу.

Высота ископаемых бизонов в холке рассчитана с использованием коэффициента, полученного для современного североамериканского вида [Koudelka, 1885]. Для самцов исследованной выборки она составила 170,9±4,7 см (от 145,2 см до 190,4 см), для самок – 166,6±4,9 см (от 152,4 см до 187,2 см). Данные для самцов в целом соответствуют таковым для современных европейского и американского бизонов [Krasinska, Krasinski, 2002], чего нельзя сказать о самках, средний рост в холке которых получился выше этого показателя для современных европейского и североамериканского видов. По-видимому, Куделька рассчитал коэффициент для выборки с преобладанием самцов, в то время как самки требуют меньшего коэффициента, как в случае с другими копытными [Цалкин, 1960].

Список литературы

1. *Русанов Б.С.* 1975. Ископаемые бизоны Якутии. Якутск: Якутское книжное издательство. 145 с.

2. *Цалкин В.И.* 1960. Изменчивость метаподий и ее значение для изучения крупного рогатого скота древности // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. Т. 65. № 1. С. 100–126.

3. *Duffield L.F.* 1973. Aging and sexing the post-cranial skeleton of *Bison* // Plains Anthropologist. V. 17. № 60. P. 132–139.

4. *Bedord J.N.* 1978. A technique for sex determination of mature *Bison* metapodials // Plains Anthropologist. V. 23. № 82. P. 40–43.

5. *Kirillova I.V., Zanina O.G., Chernova O.F., Lapteva E.G., Trofimova S.S., Lebedev V.S., Tiunov A.V., Soares A.E.R., Shidlovskiy F.K., Shapiro B.* 2015. An ancient bison from the mouth of the Rauchua River (Chukotka, Russia) // Quaternary Research. № 84. P. 232–245.

6. *Koudelka F.* 1885. Das Verhältnis der Ossa longa zur Skeletthöhe bei Säugetieren // Verhandlungen des Naturforschenden Vereines in Brünn. Bd. 24. S. 127–153.

7. *Krasinska M., Krasinski Z.A.* 2002. Body mass and measurements of the European bison during postnatal development // Acta Theriologica. V. 47. № 1. P. 86–106.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕРРАСОУВАЛОВ ВЕРХНЕГО ПРИОБЬЯ (БИЙСК–ТОМСК)

STRUCTURE, AGE AND FORMATION CONDITIONS OF THE QUATERNARY TERRACE-RIDGES OF THE UPPER OB REGION (BIYSK–TOMSK)

***И.Д. Зольников*[1,2]**

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
zol@igm.nsc.s.ru

***I.D. Zolnikov*[1,2]**

[1] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Согласно традиционных геоморфологических представлениий [Архипов и др., 1980] долина Оби делится на три части: 1) верхнеобской веер из пяти террас; 2) среднеобская озерно-аллювиальная равнина; 3) нижнеобской веер из трех террас. Соответственно под Верхним Приобьем подразумевается участок долины Оби от слияния рек Катунь и Бия до устья р. Томь, где в результате геологического

картирования [Геологическая…, 1988] по геоморфологическим уступам и данным бурения выделены следующие Надпойменные Террасы (далее – НПТ): V НПТ, возвышающаяся над урезом воды на 60–80 м; IV НПТ на 35–45 м; III НПТ на 18–25 м; II НПТ на 14–18 м; I НПТ на 7–11 м.

Геохронологические исследования [Панычев, 1979] показали, что I, II, III НПТ верхней Оби, слагающие «сузунскую толщу боровых террас», имеют позднечетвертичный возраст. IV и V НПТ, согласно [Зольников, 2009] сформированы не рекой, а гигантскими гляциальными суперпаводками с гор Алтая и каждая из них имеет двухъярусное строение. Нижний (суперпаводковый) ярус IV НПТ образовался около 90 тыс. л.н. [Зольников и др., 2016], а нижний (суперпаводковый) ярус V НПТ в среднечетвертичное время, возможно в МИС-6 (191–129 тыс. л.н.) или МИС-8 (301–243 тыс. л.н.). Верхние субаэральные ярусы IV и V НПТ сложены лессами, палеопочвами, делювием и перевеянными песками. Таким образом IV и V НПТ являются терасоувалами, в которые вложена сузунская толща, слагающая комплекс низких террас высотой около 20 м. На правобережье сузунская толща перекрывается покровными шлейфами, спускающимися с террасоувалов и включающими в себя как делювиальные, так и эоловые образования, что нередко увеличивает высоту сузунской геоморфологической поверхности до 25–30 м над урезом р. Обь.

Здесь же отметим, что согласно геологического словаря, опубликованного на веб-сайте ВСЕГЕИ: «Террасоувал – аккумулятивная полигенетическая форма рельефа, распространенная в речных долинах, которая представляет собой речную террасу, выведенную из сферы деятельности флювиальных процессов и подвергшуюся переработке склоновыми процессами, в основном солифлюкцией и плоскостным смывом. В результате террасы утрачивают присущие им морфологические особенности и трансформируются в увалы или в наклонные, местами неотчетливо террасированные равнины».

Рассматривая закономерности строения и формирования сузунской толщи боровых террас, следует особо подчеркнуть, что геохронологическими исследованиями [Панычев, 1979] установлена одновозрастность отложений I, II, III НПТ. При этом верхняя часть террасовых комплексов в опорных разрезах аллювия Верхнего Приобья интерпретировалась как перигляциальный аллювий. Это обусловлено тем, что крупнозернистые косослоистые пески в большинстве опорных разрезов Верхнего Приобья встречаются у уреза воды и представлены маломощными пачками, как правило, не превышающими по толщине 5 м. Выше залегают мелкозернистые алевритовые пески с параллельной слоистостью и алевропески участками неслоистые, а участками обладающие нечетко выраженной параллельной слоистостью. Толщи слоистых и неслоистых песков и алевропесков нередко достигают суммарной мощности 15–20 м. Очевидно, что пойменной фацией аллювия такие образования быть не могут, что побуждало исследователей к их генетической диагностике в качестве перигляциального аллювия или даже отложений мансийского подпрудно-ледникового озера-моря. На самом деле, перигляциальным аллювием в традиционном понимании Горецкого эти отложения быть не могут, т.к. залегают они в Верхнем Приобье как правило выше абсолютной отметки 130 м (порог стока в Тургайском прогибе). Кроме того, известно [Astakhov, 2006], что уровень ледниково-подпрудных озер позднего плейстоцена не превышал на Западно-Сибирской равнине 60–70 м.

Изучение опорных разрезов правобережья Оби показало, что собственно речные отложения как русловой, так и пойменной фаций действительно встречаются только в нижней части разрезов и не встречаются в верхней. Гранулометрический анализ более 150 образцов для 9 разрезов позволил выявить 5 основных гранулометрических типов. Из них два представляют собой аллювиальный нижний ярус разрезов. В русловом аллювии, который хорошо диагностируется по макровизуальным признакам, преобладает песчаная фракция и практически отсутствует глинистая. В пойменном аллювии, который находится в парагенезе с русловым и как правило перекрывает его, доминирует алевритовая фракция, а глинистая варьирует примерно от 8 до 15%. Верхний ярус представлен комплексом из трех элементов: делювием, в котором песчаная и алевритовая фракции равнозначны (40–60% каждая), перевеянными песками (песчаная фракция 70–85%, алевритовая 10–30%, глинистая менее 5%) и навеянными отложениями, в которых преобладает алевритовая фракция, а песчаная обычно не превышает 10%. Таким образом, верхний ярус каждой их трех низких террас представляет собой субаэральный покров делювиально-эолового генезиса.

Пологое субгоризонтальное положение поверхности субаэрального покрова при подрезании руслом Оби, формирует у исследователя впечатление обрыва речной террасы, сложенной тонкомелкозернистым песком с фрагментарной параллельной слоистостью. Поскольку подрезаться руслом такой покров может на разную глубину, то и прибрежные обрывы разной высоты, будут создавать иллюзию разреза первой, второй или третьей НПТ. Очевидно, что какой-либо наклонно залегающий слой в эолово-делювиальном шлейфе будет датироваться одним и тем же возрастом на разных высотных отметках от уреза реки.

Таким образом, большинство правобережных обрывов Верхнего Приобья, которые традиционно выступали в качестве опорных разрезов «верхнеплейстоценовых нижних террас» представляют собой не отдельные террасы, но террасоувалы и не могут рассматриваться как стратотипы региональных циклоклиматических террас.

Список литературы

1. *Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С.* Палеогеография // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1980. С. 91–99.

2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-(44),45. Объяснительная записка. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1988. 134 с.

3. *Зольников И.Д.* Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 69. М.: ГЕОС, 2009 С. 59–70.

4. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В.* Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1184–1197.

5. *Панычев В.А.* Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1979. 101 с.

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

ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

DEBATABLE PROBLEMS AND CURRENT STATUS OF STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF QUATERNARY OF WESTERN SIBERIA

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
zykin@igm.nsc.ru

V.S. Zykin, V.S. Zykina

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB of the RAS, Novosibirsk, Russia

В последние годы основным направлением изучения четвертичных отложений стали мультидисциплинарные исследования, связанные с установлением закономерностей изменений природной среды и климата. Важное значение для этих исследований имеет разработка детальной последовательности геологических, биотических и климатических событий в конкретных регионах, их корреляция, а также составление палеогеографических реконструкций на узких временных срезах для выявления пространственно-временной неравномерности реакции климата и природной среды на глобальные изменения. Одним из крупнейших регионов распространения четвертичных отложений в России является Западная Сибирь. Эта территория очень контрастна по геологическому строению, геоморфологии, тектоническому режиму, гипсометрии, условиям залегания четвертичных отложений и истории геологического развития регионов, а также состоянию их изученности. Разногласия в стратиграфических построениях, и существование различных палеогеографических реконструкций для одних и тех же районов Западной Сибири обусловлены различной детальностью и комплексностью геологических исследований, сложностью геологического строения территории, недостатком палеонтологических материалов и данных абсолютного возраста, несовершенством критериев диагностики генезиса

отложений, степенью проработки фактического материала, а также различиями в профессионализме исследователей.

Одна из проблем связана с проходящим сейчас реформированием МСШ и ОСШ. Принятый МСК вариант ОСШ часто приводит к непониманию стратиграфических построений и схем за пределами России. Учитывая, что отложения четвертичной системы России являются объектом работ не только профессиональных стратиграфов и геологов съемщиков, но и объектом все более расширяющихся международных, в том числе мультидисциплинарных, археологических, палеоклиматических, экологических, географических и других исследований структура ОСШ четвертичной системы, более чем других систем, должна быть максимально приближена к МСШ. Для этого необходимо отказаться от принятого в 1995 г. МСК расчленение плейстоцена на подотделы (разделы) – неоплейстоцен и эоплейстоцен и перейти на деление плейстоцена на нижний, средний и верхний. Введение МСК в ОСШ четвертичной системы ступеней, соответствующим стадиям изотопно-кислородной шкалы океанов, выделенных в едином разрезе, значительно повышает детальность и корреляционные возможности этой шкалы, но принятая их номенклатура с нумерацией для каждого звена плейстоцена снизу вверх приведет к существенной путанице. Поэтому, для их обозначения необходимо принять номенклатуру, соответствующую нумерации изотопно-кислородных стадий, с отсчетом сверху вниз.

Одним из наиболее слабо изученных в стратиграфическом отношении районов Западной Сибири является Горный Алтай. Несмотря на достаточно детальную климатостратиграфическую схему плейстоцена, принятую почти 40 лет назад и состоящую из 14 ледниковых и межледниковых горизонтов, большинство стратиграфических подразделений за пределами верхнего плейстоцена не являются валидными. Их стратотипы относятся к верхнеплейстоценовым отложениям. Детальное изучение опорных разрезов позволило выделить в Чуйской, Курайской впадинах и Яломано-Катунской зоне в верхнем плейстоцене морены двух оледенений, разделенных сложным комплексом флювиогляциальных, речных и озерных отложений. В среднем плейстоцене Яломано-Катунской зоны в долине р. Катуни отчетливо идентифицируется, описанная еще Б.М. Богачкиным, мощная моренная толща, залегающая на межледниковом аллювии, выполняющем переуглубление долины. В нижнем плейстоцене развиты две ледниковые толщи. Детальные исследования разрезов башкаусской свиты в Чуйской впадине Горного Алтая позволили обнаружить в ее разрезах в долинах рек Туерык и Чаган ледогранники, являющимися следами наиболее древнего оледенения на этой территории. Выявленная при палеомагнитных исследованиях обширная магнитозона обратной полярности позволяет относить следы древнего оледенения к началу четвертичного периода к рубежу около 2,5 млн лет. Следующая ледниковая толща, также расположенная в отрицательной зоне выше башкаусской толщи, сложена серыми алевритами с ледогранниками с ледниковой штриховкой и валунами.

До настоящего времени отсутствует единое мнение о масштабе и границах распространения последнего сартанского оледенения, как на севере Западной Сибири, так и в горных районах юга Сибири. В результате проведенных исследований верхнечетвертичных отложений в Надымском Приобье выявлено широкое распространение в верхней части второй надпойменной террасы эпигенетических полигонально-жильных структур, относящихся к первично-песчаным жилам. Эта фаза криогенеза происходила в условиях сильного холода, во время которого среднегодовые температуры опускалась до –12 – –20 °С, а среднегодовая сумма осадков была менее 100 мм. Наличие полигонально-жильных структур свидетельствует об отсутствии на территории Надымского Приобья во время МИС-2 покровного оледенения. Следы последнего оледенения в виде морен и промытых скоплений валунов с ледниковой обработкой, состоящих из местных пород, прослежены в долине Катуни в низкогорье у пос. Майма и в среднегорье в Яломано-Катунской зоне, а также в долине Чуи в устье р. Айгулак. Во время последнего оледенения небольшие ледники выходили в долины Катуни и Чуи из боковых притоков. Таким образом, в горных областях, прилегающих к Западно-Сибирской равнине, последнее оледенение было горно-долинным и занимало небольшую площадь. На обширных пространствах Западной Сибири в условиях глубокой аридизации и значительного похолодания климата происходило формирование аккумулятивных и дефляционных эоловых образований, была распространена многолетняя мерзлота, широко было развито морозобойное растрескивание грунтов.

В последнее время многие исследователи большую геологическую роль в осадконакоплении и формировании рельефа в долинах рек Чуя и Катунь Горного Алтая в четвертичное время отводят гигантским внезапным паводкам, обусловленным катастрофическими прорывами ледниково-подпрудных озер. К их образованиям они относят ининскую и сальджарскую толщи. В случае принятия их одинакового происхождения, следует считать, что они должны иметь одинаковое строение и состав. Однако, в результате детальных исследований разрезов этих толщ установлено их резкое различие по строению и составу. Ининская толща, сложенная

преимущественно параллельно-слоистыми дресвяниками, залегает трангрессивно, выполняя долины притоков. Хорошая сохранность линз галечников с флювиальными текстурами, слагающих русловых отложений притоков, внутри параллельно слоистых дресвяниках в долине р. Иня свидетельствует об озерном происхождении ининской толщи. В случае впадения небольшой реки в быстро текущий поток гигантского паводка аллювий такой реки не имел бы возможности сохраняться. Сальджарская толща имеет разнообразный петрографический состав и разнообразные текстуры, указывающие на ее речной генезис. Ширина русел, восстанавливаемая по протяженности слоев, выполняющих руслообразные формы внутри этой толщи, свидетельствует о том, что ширина русел рек постепенно сменяющих друг друга в разрезе не превышала современное русло Катуни и не выходила за его пределы в виде паводковой волны. Проведенные исследования показали, что долины рек Чуя и Катунь Горного Алтая выполнены склоновыми, ледниковыми, речными и озерными образованиями, а также флювиогляциальными отложениями, во время которых сток в долинах существенно увеличивался.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00371) и государственного задания (проект № 330-2016-0017).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРЕДГОРИЙ СЕВЕРА ГОРНОГО АЛТАЯ (РАЗРЕЗ КРАСНОГОРСКОЕ)

FEATURES OF THE STRUCTURE OF THE PLEISTOCENE LOESS-SOIL SEQUENCE OF NORTHERN FOOTHILLS OF THE ALTAI MOUNTAINS (SECTION KRASNOGORSKOE)

В.С. Зыкина, В.С. Зыкин, А.О. Вольвах, Л.Г. Смолянинова, И.Ю. Овчинников

Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия
zykina@igm.nsc.ru

V.S. Zykina, V.S. Zykin, A.O. Volvach, L.G. Smolyaninova, I.Yu. Ovchinnikov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB of the RAS, Novosibirsk, Russia

На территории предгорной и низкогорной части севера Горного Алтая было проведено изучение лессовой формации, залегающей на террасах рек Бии, Катуни и их притоках, а также горных склонах. Ее мощность колеблется в пределах от 6–16 м на горных склонах и до 26 м на террасах. Стратиграфическое расчленение и палеогеографическое обоснование разрезов базировалось на данных комплексного исследования, включающего литологический, палеопедологический, палеомагнитный, радиоуглеродный и геоморфологический методы. Согласно имеющейся стратиграфической схемы лессово-почвенной последовательности Сибири [Зыкина, Зыкин, 2012], на исследуемой территории в наиболее полном в стратиграфическом отношении разрезе «Красногорское» выделено пять ископаемых педокомплексов и 7 разделяющих их горизонтов лессов. Детальная корреляция лессово-почвенных разрезов со сходными диагностическими особенностями одновозрастных ископаемых почв и включающих их педокомплексов-реперов (искитимский – МИС 3, бердский – МИС 5e, c, шадрихинский – МИС 11) позволила определить возраст изученной лессовой формации как среднепозднеплейстоценовый.

Современный почвенный покров в районе Красногорского представлен черноземами выщелоченными, сформировавшимися в лесостепной зоне. Искитимский педокомплекс состоит из двух черноземов, разделенных лессовидным суглинком небольшой мощности. По гуминовым кислотам из гумусового горизонта верхней почвы получена радиоуглеродная дата 23 065±420 лет назад (СОАН 9484) – (калиброванная ВР 27 955±445 лет назад), подтверждающая правомерность корреляции педокомплекса со стадией МИС 3. Педокомплекс при-

сутствует в некоторых разрезах в виде фрагментов гумусовых горизонтов, либо отсутствует, о чем свидетельствует граница в перерыве осадконакопления. Бердский педокомплекс представлен двумя ископаемыми почвами – верхней черноземной (МИС 5c) и нижней полигенетичного строения (МИС 5e). В первую раннюю половину казанцевского межледниковья формировались бурые лесные почвы, имеющие метаморфический горизонт, свидетельствующий об оглинении профиля. Поздняя половина межледниковья характеризовалась развитием черноземных почв. Судя по типовой принадлежности почв, в первую половину почвообразования климат был теплее и влажнее современного, позже сменившийся на более аридный. Почвы позднего плейстоцена отражают следы повышенной континентальности и аридизации в раннезырянский (МИС 5c) и каргинский интерстадиалы. Почва койнихинского педокомплекса (МИС 7) и две почвы шипуновского педокомплекса (МИС 9) по типу почвообразования, строению профилей относятся к черноземам, но имеют отчетливый коричневый оттенок. Для них характерны карбонатные новообразования в виде псевдомицелия, присутствие нор землероев. Шадрихинский педокомплекс (МИС 11) представлен бурой лесной почвой, сходной по степени развития и типу почвообразования бурым лесным почвам ранней половины казанцевского межледниковья. Климатические условия времени формирования почвы можно рассматривать как умеренно теплые и влажные.

Следует отметить, что ископаемые почвы среднего плейстоцена и почва казанцевского межледниковья, равно как и разделяющие их суглинки, имеют отчетливый коричневый оттенок. В суглинках среднего плейстоцена встречаются карбонатные конкреции, которые увеличиваются в размерах и меняют конфигурацию по мере увеличения возраста горизонтов.

Структура и состав лессовой толщи отражают различную интенсивность атмосферной циркуляции в холодные и теплые эпохи плейстоцена. Во время оледенений усиливалась аридизация климата, происходила активизация атмосферной циркуляции, атмосфера насыщалась пылью, которая, осаждаясь, образовывала лессовые покровы. В это время существовали холодные пустыни, формировались обширные дефляционные поверхности и замкнутые дефляционные котловины [Зыкин и др., 2003]. Подтверждением накопления лессовых горизонтов в холодные эпохи является наличие в микростроении лессов практически по всей их мощности признаков криогенных процессов [Sizikova, Zykina, 2015].

Данные гранулометрического анализа средне-, верхнеплейстоценовых горизонтов лессов разреза «Красногорское» (баганский, ельцовский – МИС 2, тулинский – МИС 4, сузунский – МИС 6, чулымский – МИС 8, шибаевский – МИС 10, морозовский – МИС 12) выявили преобладание в их составе фракции крупной пыли, что является характерной особенностью лессовых отложений. В целом, по разрезу намечается отчетливый тренд уменьшения количества глинистой фракции от МИС 12 к МИС 2: среднеплейстоценовые горизонты в 1,5–2 раза более оглинены в отличие от верхнеплейстоценовых. Однако в них также отмечается возрастание количества алеврита, и, следовательно, среднего размера зерна, что в данном случае связано, скорее, с присутствием в отложениях большого количества железомарганцевых новообразований, а не с силой ветрового потока. Разброс же минимальных и максимальных значений медианы зерна свидетельствует о колебательном характере скорости ветра в течение каждого этапа лессонакопления. Сила ветрового потока постепенно достигала 10 м/с. Ранее установленный тренд увеличения среднего размера зерна в гранулометрическом составе верхнеплейстоценовых лессовых отложений сохраняется.

Для лессово-почвенной последовательности разреза определялись петромагнитные характеристики. Измерения магнитной восприимчивости (k) и частотно-зависимой магнитной восприимчивости (k_{fd}) показали, что в почвенных слоях разреза параметр k_{fd} имеет повышенные значения, тогда как значения k находятся на среднем уровне. В горизонтах лессов, напротив, возрастают значения k, а параметр k_{fd} близок к нулю.

Для выявления первичного направления магнитного поля, синхронного времени образования осадка, была проведена магнитная чистка образцов переменным магнитным полем и температурой. Ступенчатая термомагнитная чистка выявила две компоненты остаточной намагниченности образцов: вязкую нестабильную компоненту, которая снимается при нагревах до 200 °C, и первичную детритовую, которая проявляет себя в температурном интервале 250–600 °C. Направление векторов компонент отличаются незначительно. Статистическое рассмотрение направлений векторов остаточной намагниченности для вязкой и первичной компонент показало, что обе компоненты формировались в условиях одной положительной полярности, совпадающей с современным магнитным полем.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-05-00371) и государственного задания (проект № 330-2016-0017).

Список литературы

1. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 477 с.

2. *Сизикова А.О., Зыкина В.С., Овчинников И.Ю., Панов В.С.* Комплексное изучение горизонтов лессов верхнего плейстоцена разреза Белово. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2015. №4. С. 17–30.

3. *Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.* Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии, 2003. № 4. С. 2–16.

4. *Sizikova A.O., Zykina V.S.* The dynamics of the Late Pleistocene loess formation, Lozhok section, Ob loess Plateau, SW Siberia // Quaternary International, 2015. Vol. 365. P. 4–14.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ КАРПОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

HOLOCENE CARPOLOGICAL ASSEMBLAGES FROM THE CENTRAL REGIONS OF THE EAST-EUROPEAN PLAIN

И.С. Зюганова

Институт географии РАН, Москва, Россия
iszyuganova@igras.ru

I.S. Zyuganova

Institute of geography RAS, Moscow, Russia

Данные палеокарпологического анализа широко используются для реконструкции изменений флоры и растительности плейстоцена Восточно-Европейской равнины. При изучении голоценовых отложений карпологический метод применялся сравнительно редко, хотя его данные служат важным источником информации о составе растительных сообществ. В рамках комплексных исследований, задачей которых являлась высоко-детальная реконструкция изменений климата и ландшафтов в голоцене, палеокарпологическим методом изучены голоценовые отложения болот на трех ключевых участках, расположенных в различных растительных зонах. Хотя эти разрезы изучались палеоботаническими методами ранее (Хотинский, 1988; Волкова, 2004; Минаева и др., 2007), карпологические данные получены для них впервые.

1. Верховое болото Старосельский Мох (юг Валдайской возвышенности; зона смешанных хвойно-широколиственных лесов) расположено в охранной зоне Центрально-Лесного Заповедника. Непосредственно на территории заповедника лесная растительность имеет южно-таежный облик. Карпологическим методом изучены образцы керна из 6-метровой скважины. Для основания торфяной залежи была получена дата ^{14}C 8700±180 (9800±240 кал. л.н.), что соответствует бореальному периоду голоцена (Novenko et al., 2009).

Образцы гиттии, подстилающей торфяную залежь, содержат единичные остатки водных растений: *Chara* sp., *Batracium* sp. Карпологический комплекс из горизонта, переходного от гиттии к низинному торфу (глубина 500–550 см) отличается более разнообразным составом. Водная и прибрежная растительность представлена видами *Nuphar pumila*, *Potamogeton pusillus*, *Oenanate aquatica*, *Lycopus europaeus*. Интерес представляют единичные находки орешков и плодовых чешуй кустарниковых берез (*Betula nana*, *B. humilis*). Древесные породы представлены многочисленными остатками *Betula pubescens*. Данные карпологического анализа отражают условия мелководного озера с заболоченными берегами. В карпологических комплексах, выделенных из вышележащей толщи низинного и верхового торфа, представлены семена и плоды болотных растений (*Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, *Carex* sp., *Andromeda polyfolia*, *Chamaedaphne calyculata*), что свидетельствует о дальнейшем раз-

витии процессов заболачивания и переходе к болоту верхового типа.

2. Болото Источек (северо-запад Среднерусской возвышенности; зона широколиственных лесов) расположено на территории музея-заповедника Ясная Поляна. Котловина болота имеет карстовое происхождение; 5-метровая залежь представлена эвтрофным низинным торфом. Из нижней части торфа (глубина 450–465 см) получена ^{14}C дата 5760±90 л.н. (6560±100 кал.л.н.), что соответствует атлантическому периоду.

В изученном разрезе выделено 5 локальных карпологических комплексов. Комплекс 1 (глубина 465–370 см) отличается наиболее разнообразным систематическим и экологическим составом карпоидов. Определены остатки как водных и прибрежных растений (*Nuphar lutea*, *Potamogeton natans*, *Alisma plantago-aquatica*, *Sagittaria sagittifolia*, *Typha latifolia* и др.), так и древесных пород и кустарников (*Alnus glutinosa*, *Betula pubescens*). Отмечены эндокарпы кустарниковой вишни (*Prunus fruticosa*), характерного элемента лесостепных сообществ. Заметную роль в комплексе играют плоды и семена растений переувлажненных субстратов. Выше по разрезу торфяной залежи содержание и разнообразие карпоидов в образцах снижается. Преобладают остатки травянистых гигрофильных растений (*Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, *Lycopus europaeus*, *Carex* sp. div). На глубине 310–340 см отмечен пик содержания орешков березы. В некоторых образцах отмечены плоды широколиственных пород деревьев (*Tilia cordata*, *Acer platanoides*), а также эндокарпы степной вишни.

3. Большеберезовское болото (северо-запад Серднерусской возвышенности; зона лесостепей) расположено на территории музея-заповедника «Куликово Поле» в пойме р. Непрядвы. Болото относится к эвтрофному типу. Двухметровая залежь представлена, в основном, тростниковым торфом. Для основания торфа получена дата ^{14}C 6310±70 л.н. (7200±70 кал.л.н.).

В карпологических комплексах из нижней части разреза преобладают плоды и семена травянистых гигрофильных растений: *Typha latifolia*, *Carex* cf. *rostrata*, *Eupatorium cannabinum*, *Lycopus europaeus.* В больших количествах отмечены орешки крапивы (*Urtica dioica*), которая, вероятно, произрастала в черноольшаниках. Древесные породы представлены орешками черной ольхи (*Alnus glutinosa*) и березы (*Betula* sect. *Albae*). Для наиболее богатого карпоидами интервала (150–155 см) была получена дата ^{14}C 3830±80 л.н. (4200±120 кал. л.н.), что соответствует началу суббореального периода голоцена. Карпологические комплексы из верхней части разреза бедны по составу; в них представлены немногочисленные остатки гигрофильных растений.

Проведенные исследования показали, что в каждом случае состав карпологических комплексов определяется в первую очередь составом локальной растительности на этапе формирования комплекса и особенностями формирования торфяной залежи. Например, в разрезах Старосельский Мох и Источек наиболее разнообразные по систематическому и экологическому составу семенные флоры приурочены к отложениям мелководных водоемов, существовавших на начальных стадиях заболачивания понижений в рельефе. В торфянике Старосельский Мох (юг Валдайской возвышенности) самый разнообразный карпологический комплекс относится к началу голоцена (бореальный период). В отложениях болот Источек и Большеберезовское (север Средне-Русской возвышенности) наиболее богатые по составу карпологические комплексы приурочены к атлантическому и суббореальному периодам соответственно. Подобные особенности формирования карпологических комплексов необходимо учитывать при интерпретации палеоботанических данных как по голоценовым, так и по более древним отложениям.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-55-00015 Бел_а.

Список литературы

1. *Волкова Е.М.* Болота музея-заповедника «Ясная Поляна»: генезис и современное состояние // Биологическое разнообразие Тульского края на рубеже веков. Вып. 4. Тула, 2004. С. 80–91.

2. *Минаева Т.Ю., Глушков И.В., Носова М.Б., Стародубцева О.А., Кураева Е.Н., Волкова Е.М.* Очерк болот Центрально-Лесного заповедника // Комплексные исследования в Центрально-Лесном государственном природном биосферном заповеднике: их прошлое, настоящее и будущее. Материалы совещания. Труды Центрально-Лесного заповедника. Т. 4. – Тула: Гриф и К°, 2007. С. 267–296.

3. *Хотинский Н.А.* История и география Куликова поля. М.: Знание, 1988. 64 с.

4. *Novenko E.Yu., Volkova E.M., Nosova N.B., Zuganova I.S.* Late glacial and holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of east european plain according to pollen and macrofossil records from the South of the Valdai Hills // *Quaternary International,* 207, 2009. P. 93–103.

ПРАКТИКА ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ КОСТЕЙ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПО ОСОБЕННОСТЯМ ИХ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

USE OF THE METHOD OF STRATIGRAFIC PROVENANCE TESTING OF FOSSIL MAMMAL REMAINS BASED ON TRACE ELEMENTS COMPOSITION IN THE NORTH-EAST OF RUSSIA

В.В. Иванова[1], П.А. Никольский[2]

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
v_ivanova@rambler.ru
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия
cervalces@mail.ru

V.V. Ivanova[1], P.A. Nikolskiy[2]

[1] FGBU «VNIIOkeangeologia», Saint-Petersburg, Russia
[2] Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Одним из важных направлений палеогеохимических интерпретаций в литологии четвертичных отложений в течение последних десятилетий является изучение поведения макроэлементов и разнообразных примесей в ископаемых костных остатках (КО), в целом, и особенностей накопления и фракционирования в них редкоземельных элементов (РЗЭ), в частности. Переотложение КО уменьшает их биостратиграфический потенциал и возможность изучения эволюционных трендов.

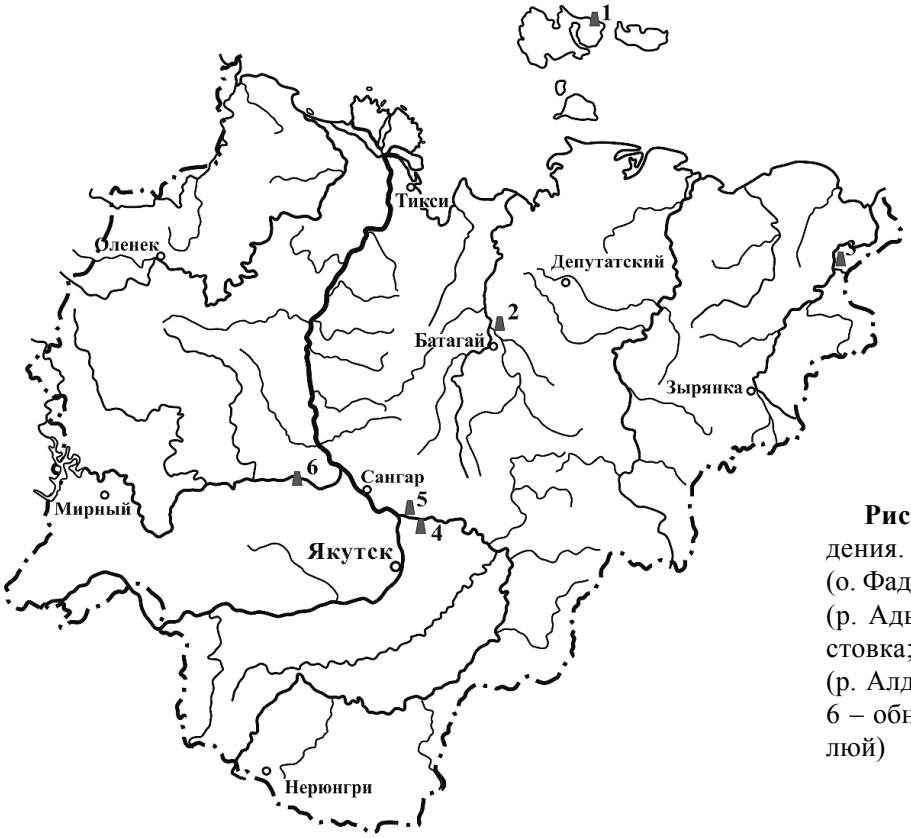


Рис. 1. Изученные местонахождения. 1 – Новосибирские острова (о. Фаддеевский); 2 – Улахан-Суллар (р. Адыча); 3 – обнажение р. Крестовка; 4 – Тандинское обнажение (р. Алдан); 5 – Чуйское обнажение; 6 – обнажение Харабай-Хая (р. Вилюй)

Методика стратиграфической привязки костных остатков с учетом специфики полярного литогенеза апробирована нами на многих разрезах четвертичных отложений Северо-Востока России (рис. 1). Изучался как найденный *in-situ,* так и подъемный материал.

Переход РЗЭ из природных вод в фоссилизируемый костный детрит в ландшафтах криолитозоны в силу их низкой минерализации предполагает значительные объемы (водность) транспортирующих потоков при одновременно скромном содержании терригенного материала, что подтверждает гипотезу ряда исследователей (например, [Reynard et al., 1999]) о накоплении РЗЭ в пылеватой фракции вмещающего осадка и в костном апатите без существенного фракционирования, непосредственно из окружающих отложений.

Процессы фракционирования РЗЭ в водной среде и в ископаемых костях связаны общими закономерностями. Содержание РЗЭ в природных водах контролируется четырьмя главными процессами: (1) выветривание (растворение минералов); (2) комплексообразование; (3) сорбция/десорбция; и (4) осаждение минералов. В общем случае, константы устойчивости неорганических комплексов РЗЭ более высоки для тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ), чем для легких (ЛРЗЭ).

Одна из основных проблем, возникающих при изучении распределения РЗЭ в ископаемых костных остатках, – визуализация результатов анализа для построения корректных палеоэкологических реконструкций (обычно в виде диаграмм, отношений двух РЗЭ в зависимости от других переменных, комбинации ЛРЗЭ, СРЗЭ и ТРЗЭ, нормированных на состав северо-американского сланца (NASC), (например, Sm_N/Yb_N – Sm_N/Pr_N и La_N/Sm_N – La_N/Yb_N), тройных диаграмм в координатах Nd_N, Gd_N и Yb_N, позволяющих сопоставлять особенности фракционирования РЗЭ в различных типах природных вод, лабильной фракции осадочных пород и ископаемых костных остатках [Patrick et al., 2004; Herwartz et al., 2013]. Применение подобных диаграмм дает возможность выделить группы образцов костных остатков, фоссилизированных в прибрежно-морских и континентальных условиях, но не позволяет определить принадлежность их к конкретным стратиграфическим уровням разрезов (рис. 2).

Анализ статистических характеристик распределения РЗЭ в КО и породах изученных местонахождений показывает, что по уровню содержания РЗЭ костные остатки значительно отличаются от пород в результате диагенетических преобразований. Вариабельность содержаний РЗЭ и геохимических коэффициентов, отражающих степень фракционирования, в них значительно выше, чем

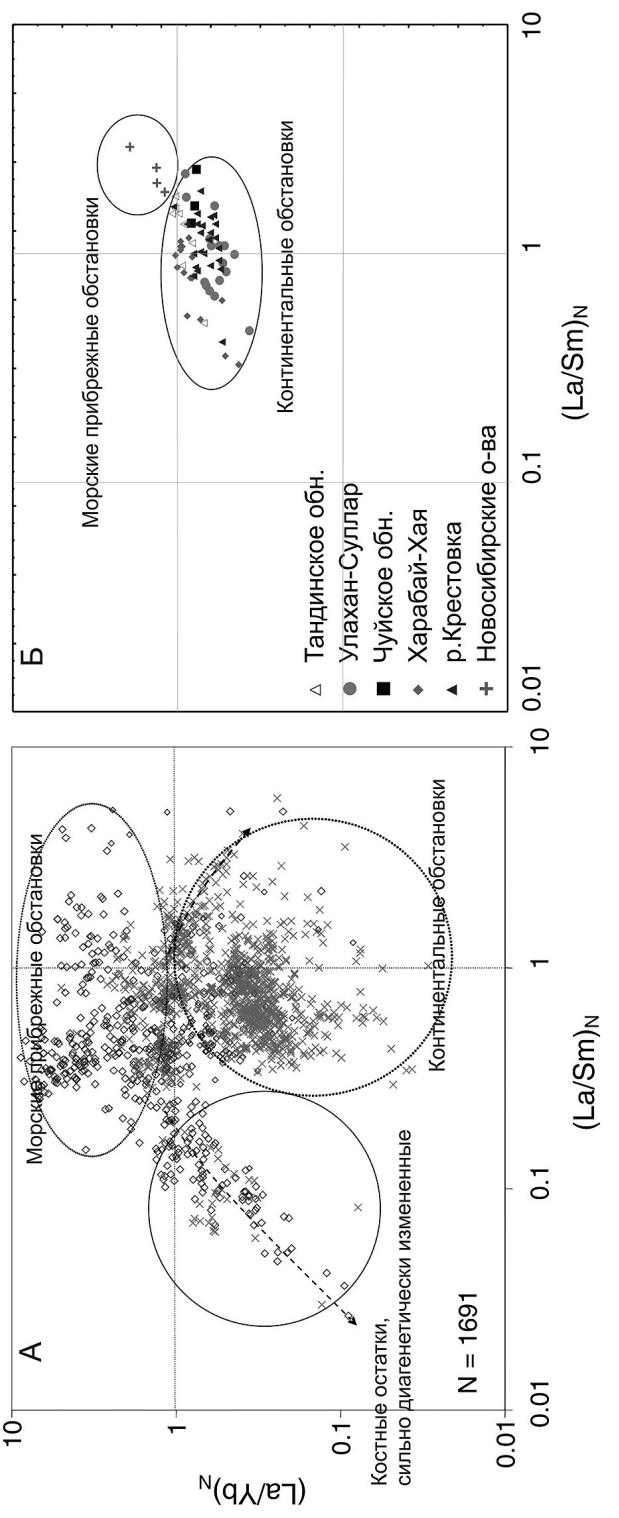


Рис. 2. Сопоставление опубликованных данных о составе РЗЭ ископаемых костных остатков, по [Trueman et al., 2006; Herwartz et al., 2013] (А) и данных о составе РЗЭ ископаемых костных остатков изученных местонахождений (Б)

в породах. В спектрах КО отмечается преобладание средних и тяжелых РЗЭ. Различный уровень накопления РЗЭ в образцах костных остатков в пределах каждого разреза дает возможность сделать вывод о существенных изменениях физико-химических условий среды диагенеза и о возможности применения геохимических коэффициентов, отражающих фракционирование РЗЭ, для классификации выборок. Спектры РЗЭ в костных остатках из различных стратиграфических горизонтов одного местонахождения различаются между собой, но одинаковы со спектрами РЗЭ вмещающих осадков. Это позволяет выявлять переотложенные костные остатки.

Перспективным статистическим методом для определения принадлежности подъемного материала к определенным стратиграфическим горизонтам разреза является дискриминантный анализ, позволяющий выделить группу параметров, дающую оптимальное разделение между предполагаемыми группировками, характеризующими различные стратиграфические уровни разреза изученных местонахождений [Иванова, Никольский, 2015; Ivanova et al., 2017].

Анализ особенностей фракционирования редкоземельных элементов в костных остатках и отложениях разрезов изученных местонахождений (80 образцов КО, 200 образцов пород) показал, что наиболее значимыми при решении этой задачи являются следующие геохимические коэффициенты: тетрадный эффект первой и третьей тетрады РЗЭ, величина европиевой, цезиевой и диспрозиевой аномалии, отношения U/Th, Y/Ho, La/Sc.

Использование в качестве исследуемых параметров именно отношений концентраций элементов, принадлежащих к общей аналитической группе, позволяет подавлять флуктуации, связанные с аналитическими погрешностями при проведении многоэлементного анализа в едином аналитическом цикле.

Список литературы

1. *Иванова В.В., Никольский П.А.* Особенности фракционирования редкоземельных элементов в ископаемых костных остатках из разреза плейстоценовых отложений Крестовка (низовья р. Колымы) // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всероссийской конференции «Марковские чтения 2015 года». – М.: Географический факультет МГУ, 2015. С. 70–73.

2. *Herwartz D., Munker C., Tutken T., Hoffmann J.E., Wittke A., Barbier B., Jochum K.P. & Sander P.M.* 2013. Rare earth element systematics of fossil bone revealed by LA-ICPMS analysis. Geochimica et Cosmochimica Acta 103, 161–183.

3. *Ivanova V., Nikolskiy P., Basilyan A.* Stratigraphic interpretation of rare earth element signatures in Pleistocene mammal bones: A case study from Kharabai site, East Siberia, Quaternary International, Available online 1 March 2017, ISSN 1040–6182, http://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.10.038

4. *Patrick D., Martin J.E., Parris D.C. & Grandstaff D.E.* 2004. Palaeoenvironmental interpretations of rare earth element signatures in mosasaurs (reptilian) from the upper Cretaceous Pierre Shale, central South Dakota, USA. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 212, 277–294.

5. *Reynard B., Lecuyer C. & Grandjean P.* 1999. Crystalchemical controls on rare-earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for paleoenvironmental reconstructions. Chemical Geology, 155, 233–241.

6. *Trueman C.N., Behrensmeyer A.K., Potts R. and Tuross N.,* 2006. High-resolution records of location and stratigraphic provenance from the rare earth element composition of fossil bones. Geochim. Cosmochim. Acta 70, 4343–4355.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПАЛЕОПОЧВ ТОЛОГОЙСКОГО РАЗРЕЗА (ЗАБАЙКАЛЬЕ) КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

COMPOSITION OF PALAEOSOLS OF TOLOGOI KEY SECTION (TRANSBAIKALIA) AS THE REFLECTION OF PALEOCLIMATIC CONDITIONS OF THEIR FORMATION

В.В. Иванова[1,2], А.А. Щетников[2,3,4], М.А. Ербаева[5], И.А. Филинов[2,3], Н.В. Алексеева[5]

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия, v_ivanova@rambler.ru
[2] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, shch@crust.irk.ru
[3] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, filinov@crust.irk.ru
[4] Иркутский научный центр СО РАН, Иркутск, Россия, shch@crust.irk.ru
[5] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия, shch@crust.irk.ru

V.V. Ivanova[1,2], A.A. Shchetnikov[2,3,4], M.A. Erbaeva[5], I.A. Filinov[2,3], N.V. Alexeeva[5]

[1] FGBU «VNIIOkeangeologia», St. Petersburg, Russia
[2] Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia
[3] Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia
[4] Irkutsk Scientific Center SB RAS, Irkutsk, Russia
[5] Geological Institute SO RAS, Ulan-Ude, Russia

Местонахождение у горы Тологой расположено в Иволгинской впадине на левом берегу р. Селенги, к юго-западу от г. Улан-Удэ. Гора Тологой представляет собой останцовый педиментированный гранитный массив, отделенный от Ганзуринского хребта врезанной меандрой р. Селенга. В уступе врезанной меандры вскрывается комплекс плиоцен-четвертичных отложений, прислоненных к подошве горы Тологой (рис. 1).

В разрезе выделяется три стратиграфических уровня [Алексеева, 2005]: верхний (верхний плейстоцен), средний (средний-нижний плейстоцен) и нижний (верхний плиоцен). В основании разреза вскрываются красноцветные отложении, считающиеся стратотипом чикойской (тологойской) свиты [Базаров, 1986]. В верхней части средней толщи разреза Тологой установлена граница инверсии Брюнес-Матуяма [Гнибиденко и др., 1976]. Характерной особенностью отложений является наличие серии погребенных почвенных горизонтов, залегающих во всех трех толщах разреза.

Стратиграфическое расчленение отложений разреза Тологой выполнялось с применением комплекса традиционных литолого-фациальных методов, также в целях проведения реконструкции условий осадконакопления было выполнено изучение химического состава отложений: содержание основных петрогенных окислов, редких и рассеянных элементов. Были проанализированы расчетные петрохимические модули [Юдович, Кетрис, 2000; Маслов, 2005], а также индекс интенсивности химического выветривания CIA [Nesbitt and Young, 1982], химический индекс выветривания CIW [Fedo et al., 1995], индекс зрелости осадков ICV [Cox et al., 1995] и индекс степени преобразования плагиоклазов PIA [Fedo et al., 1995]. Изучено изменение по разрезу величин геохимических палеомаркеров – Cu, Co, Cr, Zn, Sr/Ba, Co/Zr, Ba/Zr, Gd/Yb, тетрадных эффектов РЗЭ [Иванова и др., 2016].

По всему опробованному интервалу наблюдаются значительные вариации содержания петрогенных окислов, отвечающие осадкам разных типов. Отложениям, сформировавшимся во время относительных потеплений, свойственны повышенные концентрации MnO, P_2O_5, ППП. Изменения CIA, CIW и ICV синхронны, увеличение значений CIA, CIW при одновременном уменьшении ICV маркирует периоды гумидизации климата. Сопоставление графиков распределения нормированных содержаний РЗЭ в четвертичных отложениях позволяет заключить, что изучаемые породы различаются по уровню накопления РЗЭ: нижняя часть разреза характеризуется, в общем, более высокими содержаниями.

Соотношение La/Yb – La/Sm (высокое La/Yb) соответствует образцам из прибрежных зон водоемов. Во всех образцах отмечается заметный тетрадный эффект W-типа для 3 тетрады РЗЭ,

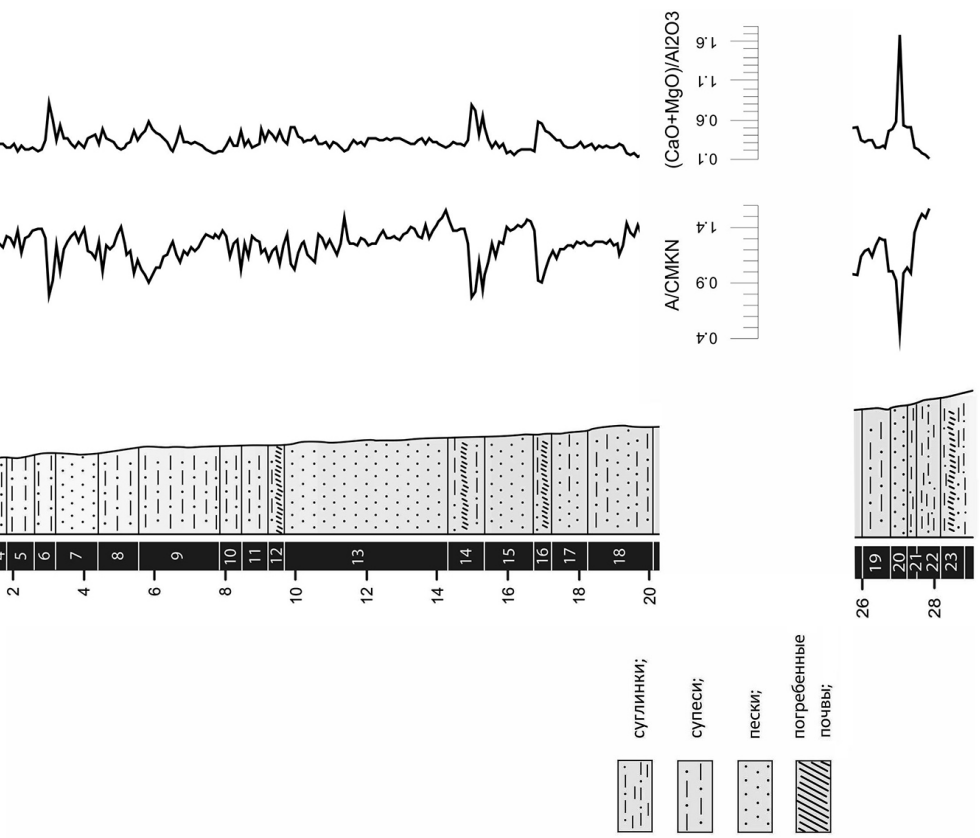


Рис. 2. Изменение показателя кальцификации палеопочв и индекса A/CMKN по разрезу

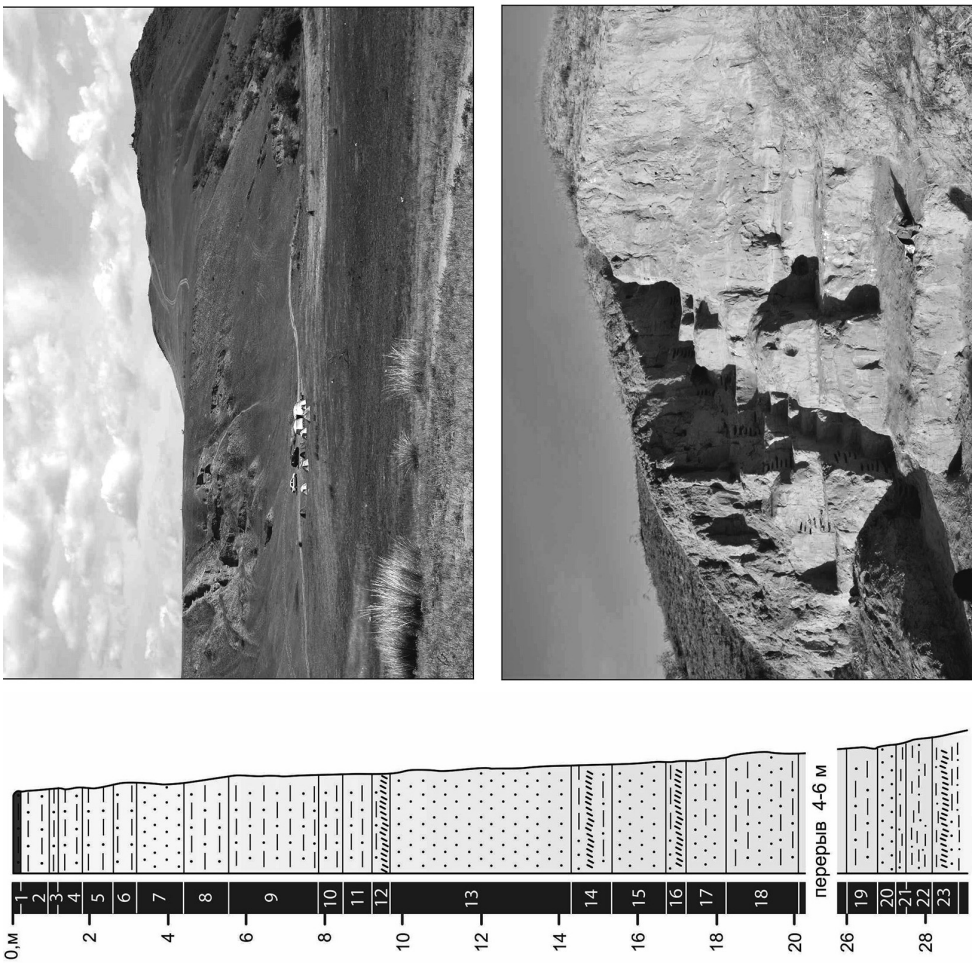


Рис. 1. Местоположение разреза Тологой и его общее строение



однако максимально он проявлен в палеопочвах (обр. ТО-14.3/15).

Горизонты палеопочв характеризуются повышенными значениями показателя A/CMKN: Al_2O_3/($CaO + MgO + Na_2O + K_2O$) (рис. 2), что можно рассматривать как результат выветривания в условиях периодического осушения (накопление Al_2O_3 и вынос оксидов кальция, магния, натрия и калия, накопление глинистых компонентов [Гражданкин, Маслов, 2012]. С другой стороны, горизонты палеопочв отличаются относительно пониженными значениями величины индикатора кальцификации палеопочв $(CaO + MgO)/Al_2O_3$, что свидетельствует о выносе карбонатных фаз.

Наблюдаемое изменение геохимических палеомаркеров свидетельствуют об изменении режима осадконакопления в процессе формирования отложений Тологойского разреза.

Работа выполнена при поддержке РНФ (№ 16-17-10079, геохимический анализ) и РФФИ (№ 15-05-01858, 15-05-01644).

Список литературы

1. *Алексеева Н.В.* Эволюция природной среды Западного Забайкалья в позднем кайнозое (по данным фауны мелких млекопитающих). М.: ГЕОС, 2005. 142 с.

2. *Базаров Д.-Д.Б.* Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 181 с.

3. *Гнибиденко З.Н., Ербаева М.А., Поспелова Г.А.* Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья // В кн. Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Отв. ред. Фотиади Э.Э. Новосибирск. 1976. С. 75–95.

4. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В.* Литохимические особенности примитивных палеопочв в разрезе средней части бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея на южной окраине г. Миньяр // Ежегодник-2011. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 77–84.

5. *Иванова В.В., Щетников А.А., Филинов И.А., Вещева С.В., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г.* Усть-Одинский опорный разрез верхнего неоплейстоцена Иркутского амфитеатра Сибирской платформы: лито- и геохимические особенности // Литология и полезные ископаемые, 2016, № 3. – С. 215–232.

6. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. 479 с.

7. *Cox R., Lowe D.R., Cullers RL.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.

8. *Fedo C.M., Nesbitt H.W. and Young G.M.:* Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, Geology, 23, 921–924, 1995.

9. *Nesbitt H.W. and Young G.M.*: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, Nature, 299, 715–717, 1982.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ ПОВЕРХНОСТИ ДНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ОСТРОВУ ТЮЛЕНИЙ

CHARACTERISTIC OF SEDIMENTS OF SURFACE OF THE BOTTOM OF THE CASPIAN SEA APPROACHING TO THE ISLAND OF SANCTIONS

С.О. Иваншин, А.А. Шейков

АО «Южморгеология», г. Геленджик, Россия
ivanshin@ymg.ru; sheykovaa@ymg.ru

S.O. Ivanshin, A.A. Sheykov

JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia

Район исследований включает Кизлярский залив и примыкающую к нему акваторию с глубинами до 14,5 м, доходящую к югу до о. Чечень, а к северу – до широты банки Тюленья. В центральной части расположен о. Тюлений. Современный рельеф дна – результат взаимодействия геологических, гидро-

логических, динамических и биологических факторов, проявляющихся на фоне неотектонических движений. Основными особенностями являются небольшая глубина, слабая расчлененность дна и мозаичное распределение осадков, обусловленное сложной гидродинамикой.

На основе результатов полученных АО «Южморгеология» в 2015–2016 годах с привлечением ретроспективных данных составлена литологическая карта поверхности дна морской части листов L-38-XXXV (Кочубей), L-38-XXXVI (Суюткино).

Фактологическую основу карты составили станции пробоотбора с визуальным описанием и аналитическим определением осадков. Составлена она по поверхностному слою донных осадков (интервал – от 0 до 10 см) и основывается на результатах гранулометрического анализа, выполненного водноситовым и пипеточным методами. Гранулометрический состав осадков определен по классификации «ВНИИОкеангеология», предусматривающей выделение следующих фракций (размер в миллиметрах): >10,0–1,0 – ракуша и ракушечный детрит; 1,0–0,1 – песок; 0,10–0,01 – алеврит; <0,01 – пелит. Для построения карты использован классификационный тетраэдр. По гранулометрическому составу выделены литологические типы донных осадков: моногранулярные, бигранулярные и миктиты.

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные одной доминирующей фракцией на 75% и более, представлены песками [П], алевритами [А] и пелитами [Пл]. Среди моногранулярных осадков выделяются чистые с содержанием господствующей фракции более 85%, к ним относятся пески чистые [ПЧ]. Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (50–75%), дополняющей (25–50%) или сопутствующей (10–25%) размерными группами фракций. Представлены алевритовыми песками [АП], пелитовыми песками [ПлП], песчаными алевритами [ПА], пелитовыми алевритами [ПлА] и алевритовыми пелитами [АПл]. Миктиты – осадки, содержащие три взаимно дополняющие размерные группы фракций от 25 до 50% и/или сопутствующие – от 10 до 25%. К ним относятся пелито-алеврито-песчаные [ПАлП], алеврито-пелито-песчаные [АПлП], пелито-песчано-алевритовые [ПлПА], песчано-пелито-алевритовые [ППлА] и песчано-алеврито-пелитовые [ПАПл] миктиты.

Однородные осадки широко распространены вдоль береговой линии, на северо-западе площади и фрагментарно в остальной части акватории. Песчаные осадки тяготеют к наиболее повышенным участкам дна, более тонкодисперсные – к ямам и западинам в понижениях рельефа. Пески распространены наиболее широко узким шлейфом вдоль берегов и в северо-западном углу площади. Алевриты выделены в двух локальных зонах, связаны они постепенными латеральными переходами с тонкодисперсными и более крупнозернистыми отложениями. Пелит распространен фрагментом только в одном наиболее пониженном участке дна Кумской ложбины с наименее активным гидродинамическим режимом.

Переходные типы осадков, а также миктиты, выделенные на большей части площади, тяготеют к волновой и течениевой шельфовым равнинам. Сюда поступают, помимо твердого стока, продукты донной и береговой абразии. Активной абразии подвержено около 60% побережья. Попав в зону волнения и вдольбереговых течений, материал перераспределяется по площади, в зависимости от крупности частиц и морфологии дна. Перенос материала осуществляется путем волочения по дну, сальтацией и во взвеси. Первый способ характерен для песка, второй – для мелкопесчаных и алевритовых частиц, третий – для пелитовых.

По вещественно-генетическому типу осадки преимущественно – терригенные. Но выделяются и биогенно-терригенные осадки, такие как: карбонатные терригенно-биогенные (с содержанием ракуши и ракушечного детрита более 50%), карбонатные биогенно-терригенные (с содержанием ракуши и ракушечного детрита 25–50%) и слабокарбонатные терригенные (с содержанием ракуши и ракушечного детрита 10–25%). Во всех остальных отмечена примесь ракуши и ракушечного детрита не более 10%. Биогенная составляющая представлена остатками раковин остракод и фораминифер. Среди моллюсков преобладают раковины кардид, реже встречаются мидии, гастроподы. В небольших количествах присутствуют раковины бентосных фораминифер и растительный детрит. На значительной части площади в осадках присутствует ракуша *Cerastoderma lamarcki*, *Mytillus gallioprovincialis*, *Balanus improvisus*; *Hypanis*; *Nereis diversicolor*; *Viviparus viviparous*; *Dreissena p. polymorpha*; *Unio pictorum* и ракушечный детрит. Основная доля биомассы сместилась в северо-восточную часть (на траверс Волго-Каспийского судоходного канала), выделяется и несколько единичных островков с большим содержанием биомассы. Зоны массового развития бентосных организмов одновременно являются зонами первичной аккумуляции скелетных останков, которые формируют большинство аккумулятивных форм. Выделено шесть таких зон.

Проанализирован минералогический состав песчано-алевритовой фракции, являющийся отражением сложных и взаимосвязанных процессов механической, биогенной и химической дифференциации седиментации. По соотношению минеральных зерен и генетических признаков выделяются органогенная, аутигенная и терригенная составляющие. Органогенная составляющая представлена

остатками скелетных форм карбонатного, фосфатного состава, отмечены древесно-растительные остатки. Аутигенные минералы представляющие интерес для характеристики фациальных условий осадконакопления и последующих изменений осадка, обнаружены во всех исследованных образцах. Представлены они карбонатными минералами, сульфидами, гидроокисными формами железа, фосфатами, глауконитом. Основные минералы терригенной составляющей – кварц и полевой шпат. В группу терригенных образований входят также темноцветные минералы – амфиболы, пироксены, группа эпидот-цоизита, хлориты, слюды и широкий спектр акцессорных и рудных минералов, карбонаты, а также обломки пород.

Необходимо отметить, что преобладающими осадками, изученными бурением и прямоточными трубками, являются: пески, ракуша и ракушечный детрит, илы алевропелитовые и глины алевритистопесчанистые. По керну нередко встречаются включения и прослои створок ракуши и ракушечного детрита с примесью разнозернистого органогенного песка. Осадок часто сопровождается запахом сероводорода. При производстве картировочного бурения фиксировались сильные выбросы диагенетических газов. На процессы современной седиментации влияет целый комплекс факторов, среди них определяющие – гидродинамический и литодинамический режимы, донная и береговая абразия, а также деятельность морских организмов. Все эти факторы в совокупности обеспечивают высокую динамику и интенсивность процессов осадконакопления.

В целом же на изученной акватории доминируют бигранулярные и моногранулярные осадки. Осадки смешанного типа распространены только в тех зонах, где сказывается существенное влияние нескольких источников питания седиментационным материалом, и замедляются процессы механической дифференциации вещества. Среди вещественно-генетических типов наиболее широко распространены терригенные. Основные факторы седиментогенеза – гидродинамическая обстановка и рельеф дна.

В работе использованы данные, полученные по государственному контракту 49/01/16-5.

МОРСКОЙ ГОЛОЦЕН АЗОВСКОЙ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ С ОСАДКАМИ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

MARINE HOLOCENE OF THE AZOV DELTA OF THE KUBAN AND ITS CORRELATION WITH SEDIMENTS OF THE BLACK SEA COAST

Я.А. Измайлов[1], Х.А. Арсланов[2], И.Н. Гусаков[3]

[1] Сочинское отделение РГО, Сочи, Россия
izmailov.yakub@mail.r
[2] Санкт-петербургский госуниверситет, Санкт-Петербург, Россия
arslanovkh@mail.ru
[3] ООО «Поиск», Темрюк, Россия
geotaman@mail.ru

Ya.A. Izmailov[1], H.A. Arslanov[2], I.N. Gusakov[3]

[1]The Sochi branch of RGO, Sochi, Russia
[2] St. Petersburg University, St. Petersburg, Russia
[3] ООО «Poisk», Temryuk, Russia

При выполнении геологических работ, особенно картировании и составлении разрезов, приходится часто сталкиваться с необходимостью рассматривать голоценовые образования указанных в заголовке регионов в рамках единых стратиграфических подразделений. При этом стратиграфические схемы, разработанные еще Л.А. Невесской [1965 и др.] для Черного и Азовского морей на основе детального изучения моллюсковых ориктоценозов, существенно отличаются. Причина отличий понятна и связана, в основном, с различиями в эволюции бассейнов, особенно режима солености вод. Поскольку

корреляция слоев по комплексам содержащихся в них остатков фауны моллюсков затруднительна, на первое место здесь выступают такие критерии, как прямые геохронологические данные, а также палеогеоморфологические реконструкции высотного и планового положения береговых линий моря в течение определенных стадий.

Голоценовые отложения Азовской дельты Кубани с четким контактом залегают на осадках неоплейстоцена. Представлены они полигенетической толщей аллювиальных, озерных, лиманных, морских и субаэральных образований, находящихся в очень сложных взаимоотношениях. В отличие от трансгрессий второй половины неоплейстоцена, которые не проникали далеко в современную дельтовую область, в голоцене морской бассейн ингрессировал сюда на глубину не менее 40 км. Бассейн первой, самой ранней стадии ингрессии имел соленость несколько ниже солености современного Азовского моря (древнеазовские слои). В районе г. Темрюка из осадков данной стадии определены Cerastoderma glaucum (Poir.), Corbula mediterranea (Costa), Bittium reticulatum (Costa), Hydrobia ventrosa (Mtg.), Mytilaster lineatus (Gm. in L.), Retusa truncatula (Brug.), Thodoxus pallasi (Lindh.), Dreissena polymorpha (Pall.), а также единичные обломки Chione gallina (L.). Датировок из них пока не получено. Подстилающий осадки горизонт торфа в пойме Старой Кубани показал радиоуглеродный возраст 7380±80 лет (калиброванный возраст – 8200±110 кал.лет, ЛУ-1882). Отложения берегового вала, соответствующего максимуму этой стадии вскрыты скважинами на широте пос. Ачуево на удалении около 9 км от современного берега моря. Ракушечники ископаемого вала залегают на лессовидных породах позднего неоплейстоцена на абсолютных отметках минус 8,6–9,9 м и имеют мощность 1,2–1,3 м. Реконструированное высотное положение береговой линии моря оценивается в минус 9,5±1 м. Эта цифра соответствует отметке береговой линии витязевской стадии трансгрессии Черноморского побережья [Балабанов, Измайлов, 1988].

Отложения следующей, второй стадии, которая была максимальной по глубине проникновения в дельту, обнаружены во многих скважинах на абсолютных отметках ниже минус 3–5 м. Два погребенных береговых вала, фиксирующие положение береговой линии в период ее максимума, вскрыты скважинами на расстоянии до 43 км от современного берега Азовского моря. Современные абсолютные отметки береговой линии палеозалива оцениваются диапазоном минус 3,5±1 м. Фауна моллюсков из данных осадков характеризует условия солености, несколько большие, чем для предыдущей стадии. Из скважин в районе станицы Петровской описаны Cerastoderma glaucum (Poir.), Abra ovata (Phil.), Mytilaster lineatus (Gm. in L.), Hydrobia ventrosa (Mtg), единичные Chione gallina (L.), Solen vagina L. и др. Судя по фауне моллюсков, положению в разрезе и отметкам береговой линии, характеризуемые осадки отвечают каламитским слоям Черноморской шкалы Л.А. Невесской [1965]. В стратиграфической шкале Азовского моря они должны занимать промежуточное положение между древнеазовскими и казантипскими слоями и могут называться среднеазовскими. Датировки этих отложений на территории дельты отсутствуют. Результаты датирования по Кавказскому побережью показывают, что каламитская стадия трансгрессии имеет радиоуглеродный возраст 6,0–7,0 тыс. лет, 6,84–7,85 тыс. кал. лет [Izmailov, Arslanov, 2007].

Более молодые стадии ингрессии оставили свои следы не только в отложениях, но и в рельефе дельтовой низменности. В течение следующей – казантипской стадии море проникло в дельту на 35 км от современного берега. Анализ отметок позволил реконструировать положение береговой линии высотным интервалом 0±1 м. Фауна моллюсков из данных отложений характеризует условия солености, превышающие как соленость каламитского бассейна, так и современного Азовского моря (казантипские слои). Сборы содержат Cerastoderma glaucum (L.), Mytilus galloprovincialis (Lam.), Chione gallina L., Paphia discrepans Mil., Solen vagina L., Pholas dactilus L., Mytilaster lineatus (Gm. in L.), Abra ovata (Phil.), Gastrana fragilis L., Nassarius reticulatus (L.), Tellina sp. и др.). Радиоуглеродный возраст их (11 датировок) оказался в интервале 5,9–2,7 тыс. лет (6,7–2.8 тыс. кал. лет), что почти полностью соответствует возрасту джеметинских слоев Черноморского побережья [Izmailov, Arslanov, Chernov, 2011; Измайлов, Арсланов, Максимов, 2015].

К самой поздней стадии ингрессии была отнесена система довольно четких и лучше сохранившихся береговых валов и соответствующих отложений, прослеживающихся на удалении до 14 км от современного берега. Высотное положение береговых линий данной стадии также было оценено интервалом 0±1 м. Фауна моллюсков из них по составу, в общем, близка к казантипской. По сравнению с последней можно отметить постепенное снижении видового разнообразия и исчезновение некоторых солонолюбивых элементов – переход к новоазовским слоям. Радиоуглеродный возраст их (17 датировок) от 2,3 до 0,51 тыс. лет (2,4–0,56 тыс. кал. лет). Таким образом, они отвечают нимфейским слоям Черноморского побережья.

Соотношения морских отложений голоцена Черноморского побережья и Азовской дельты Кубани приведены в таблице 1.

Таблица 1

Схема соотношения подразделений голоцена Черноморского побережья и Азовской дельты Кубани

Черноморское побережье						Азовская дельта Кубани		
Слой (стадия)	Радиоуглеродный возраст (тыс. лет)	Калиброванный возраст (тыс. кал. лет)	Максим. значение уровня моря (м абс.)	Представители фауны моллюсков	Максим. значение солености (промилле)	Слой (стадия)	Представители фауны моллюсков	Максим. значение солености (промилле)
Современный	0,3–0,0	0,39–0,0	0	Divaricella divaricata, Chione gallina	до 16–18	Современный	Cerastoderma glaucum	до 10–11
Нимфей	2,5–0,3	2,6–0,39	0			Новоазов (Нимфей)	Cerastoderma glaucum, Mytilus galloprovincialis	до 11–12
Джемете	6,0–2,5	6,84–2,6	0			Казантип (Джемете)	Cerastoderma glaucum, Ostrea edulis	до 12–16
Каламит	7,0–6,0	7,85–6,84	минус 3,5–4,0	Chione gallina, Cerastoderma glaucum	до 12–15	Среднеазов (Каламит)	Cerastoderma glaucum, Loripes lacteus	до 10–11
Витязь	7,9–7,0	8,68–7,85	минус 9,5–10,0	Cerastoderma glaucum, Corbula mediterranea	до 10–11	Древнеазов (Витязь)	Cerastoderma glaucum, Dreissena polymorpha	до 5–9
Бугаз	9,5–7,9	10,74–8,68	минус 17,0	Cerastoderma glaucum, Monodacna caspia	до 8–9	Отсутствует	–	–

Список литературы

1. *Балабанов И.П., Измайлов Я.А.* Изменение уровенного и гидрохимического режима Черного моря за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы. М.: АН СССР. 1988. № 6. С. 54–62.

2. *Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е.* Радиоуглеродная хронология формирования голоценовых морских отложений Анапской пересыпи (Черноморское побережье) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2015. С. 188–190.

3. *Невесская Л.А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. – М.: Наука, 1965. – 391 с.

4. *Izmailov Ya.A., Arslanov Kh.A.* Eastern Black and Azov seas coastal areas during the last Ice Age cycle // IGCP 521 «Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation (2005–2009)». Gelendzhik-Kersh, September 8-17, 2007. P. 78–79.

5. *Izmailov Ya.A., Arslanov Kh.A., Chernov S.B.* Marine coastal bars of the Middlte and Upper Holocene in the relief of the Kuban River Delta and their chronology // IGCP 521 «Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation (2005–2011)». Odessa. August 21-28. 2011. – P. 103–106.

ЛЕССОВО-ПОЧВЕННО-КРИОГЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СУБАЭРАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ

THE LOESS-SOIL-CRYOGENIC SEQUENCE OF THE SUBAERIAL FORMATION

С.П. Казьмин

Западно-Сибирское отделение Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН,
Новосибирск, Россия
c_kazmin@ngs.ru

S.P. Kazmin

West Siberian Branch of the Sukachev Institute of Forest SB RAS,
Novosibirsk, Russia

Весьма сложный и трудный вопрос о генезисе лессовой толщи, всегда интересовал исследователей квартера нашей страны. Проблема способа накопления материала, слагающего лесс, являлась и является до настоящего времени темой фундаментального изучения ледникового периода. Она пережила очень сложную историю, на протяжении которой обсуждались и разрабатывались различные ее стороны генезиса (эоловая, водная, ледниковая, делювиальная, почвенно-элювиальная и т.д.). В совокупности усилиями отечественных исследователей (Павлов А.П., Обручев В.А., Москвитин А.И., Величко А.А., Волков И.А., Хаин В.Е. и др.) с учетом литературных данных зарубежных ученых (по обзорному материалу Д. Боуэна, 1981) было надежно общепринято, что лессовые осадки являются субаэральными образованиями, главным образом с преобладанием осевшего из атмосферы взвешенного эолового наноса. На примере геологических образований позднего неоплейстоцена в пределах Северного полушария, был установлен глобальный характер формирования субаэральной формации [Волков, 1971]. Однако выяснение вопроса об их происхождении нельзя считать полностью завершенным. В особенности это относится к объяснению климатических условий и динамики природной среды, отраженных в строении и формировании субаэральных образований.

Большинством исследователей нашей страны, в силу установленной климатоседиментационной природы, субаэральная толща расчленяется на образования теплых (интерстадиалы) и холодных (оледенения) эпох с соответствующим чередованием обстановок интенсивного педогенеза и лессонакопления [Геология и полезные..., 2006, с. 168]. Ископаемые почвы маркируют теплые, а лессы – холодные климатические эпохи. Такое мнение о двух типах природной среды, последовательно и неоднократно сменявшихся на протяжении квартера преобладает до настоящего времени и является основой «холодных» лессов. Согласно лессово-почвенной последовательности лесс в разрезах всюду предшествовал почве, значит он формировался в холодных условиях во время похолодания, а ископаемая почва, несомненно, в теплых во время потеплений. Это ошибочное представление, без учета криогенеза в последовательности цикличности природной среды унаследовано при оценках палеоклиматических событий МИС на кривой SPECMAP.

Одним из регионов распространения лессов и лессовидных отложений является возвышенная крупногрядовая (увалистая) область Кулунды в юго-восточной части Западной Сибири, которая изучалась и картировалась автором настоящей статьи на протяжении многих лет [Казьмин, 1997; 2001]. Крупногрядовая равнина Кулунды является уникальным районом Северного полушария Земли. Огромные размеры гряд или увалов Кулунды и простирание разделяющих их межгрядовых понижений (ложбин) вытянутых прямолинейно в СВ направлении просматриваются на космоснимках любого масштаба. Субаэральные образования Кулунды в естественных выходах и в керне многочисленных буровых скважин отражены на региональной стратиграфической схеме как единая гетерохронная толща, формировавшаяся постепенно в виде последовательно налегающих друг на друга комплексов осадков (однообразно построенных стратиграфических циклитов). Такой характер осадконакопления типичен не только для региона Кулунды, но и всей субаэральной форма-

ции на огромных пространствах умеренного пояса Северного полушария. В пределах Кулунды эта цикличность осадконакопления отражена особенно ясно. Надежно установлено, что формирование субаэральных осадков (главным образом эоловых) и иных геологических образований этой формации тесно связаны с эволюцией климата четвертичного периода. Только в результате всестороннего анализа особенностей строения циклитов субаэральной толщи можно получить реальные представления о специфике и динамике природных процессов времени их накопления.

В полных разрезах субаэральной толщи закономерно налегают друг на друга циклиты [Волков, 1971; Казьмин, 1997 и др.]. Твердо установлено, что каждый циклит толщи преимущественно субаэральных осадков накапливался в условиях различного климата, т.е. различных типов гидротермического баланса природной среды. Эти изменения климата всегда носили определенный последовательно изменявшийся характер геологических процессов. Чередовались различные климатолиты (климато – общая природная среда формирования геологических образований; лит – сами геологические образования, их состав и генезис). Согласно Стратиграфическому кодексу [Стратиграфический кодекс, 1992, с. 50] климатолит является основной таксономической единицей региональных климатостратиграфических подразделений. Последовательно сменялись: сухой теплый гидротермический баланс природной среды (аридный), затем влажный теплый (гумидный) и, наконец, холодный (криогенный). Эта последовательность сохранялась во всех циклитах толщи Кулунды и иных регионов юга Западной Сибири [Казьмин, Волков, 2010].

Всюду последовательно изменялся термальный фактор осадконакопления от теплого в начале циклита к холодному в его окончании. Данные климатические изменения носили глобальный характер. Начальный (первый) климатолит проявлялся накоплением очередного покрова лессовидных эоловых осадков. Последовательный (второй) климатолит сопровождался оживлением биогенных процессов, т.е. педогенеза. Третий, заключительный, криогенный климатолит протекал в условиях появления постоянно отрицательного гидротермического баланса, т.е. при мерзлом состоянии геолого-геоморфологической основы ландшафтов (криогенезе). Во время педогенеза некоторое накопление взвешенного эолового наноса продолжалось. Следовательно, строение каждого циклита отражает закономерное последовательное чередование трех различных природных сред умеренного пояса во времени осадконакопления: теплой сухой, теплой умеренно влажной, холодной и влажной [Казьмин, Волков, 2010]. С конца предыдущего и начала текущего века лессово-почвенно-криогенная последовательность субаэральной формации разделялась уже многими исследователями [Казьмин, 1997; Velichko, Morozova, Nechaev, 2003; Volkov, Volkova, 2003 и др.].

Список литературы

1. *Волков И.А.* Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

2. Геология и полезные ископаемые России. Т.1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России // Ред. Б.В. Петров, В.П. Кириков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.

3. *Казьмин С.П.* Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН. 1997. 46 с.

4. *Казьмин С.П.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Западно-Сибирская. Омско-Кулундинская подсерия. Листы N-44-VII (Здвинск), N-44-XIII (Верх-Урюм), N-44-XIV (Довольное). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2001.119 с. + 6 графических приложений и компакт-диск с цифровыми копиями карт.

5. *Казьмин С.П., Волков И.А.* Климатические условия формирования покровных субаэральных образований Западной Сибири // Вестник ВГУ. Серия геология, 2010. № 2. С. 75–82.

6. Стратиграфический кодекс. Издание второе. Дополненное. СПб., 1992. 120 с.

7. *Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P.* Chronostratigraphic and paleoclimatic significance of the loess-soil-cryogenic formation of the East European Plain // Loess and paleoenvironment, Moscow, May 26 – June 1, 2003. M.: Publishing House «GEOS» (in English), 2003. P. 62.

8. *Volkov I.A., Volkova V.S.* Geological information from subaerial seguence as the basic direction in futher stydy of Pleistocene // in the same place. P. 62–63.

НАДЛЕДЬ-ШЛИРОВАЯ СУБАЭРАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ АРКТИКИ

NALEDI-SLONOVA SUBAERIAL FORMATION ARCTIC

С.П. Казьмин[1], И.А. Волков[2]

[1] Западно-Сибирское отделение Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН, Новосибирск, Россия
c_kazmin@ngs.ru
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия
VolkovaVS@ipgg.sbras.ru

S.P. Kazmin[1], I.A. Volkov[2]

[1] West Siberian Branch of the Sukachev Institute of Forest SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia

В Северной Азии широко распространены своеобразные геологические образования, известные среди исследователей как едома. Со второй половины прошлого века эти осадки постоянно интересовали геологов и географов, занятых прикладными и фундаментальными научными исследованиями. Среди исследователей фундаментального направления важнейшее значение принадлежит монографии С.В. Томирдиаро [Томирдиаро, 1980]. Автором едома определена как самостоятельная геологическая область изучения: «лессово-ледниковая формация Восточной Сибири». По условиям распространения, составу минерального грунта и по этапам формирования она во многом сходна с позднечетвертичной субаэральной формацией [Волков, 1971]. Есть, однако, и существенные отличия от нее. В едоме присутствуют сингенетические полости льда и грунтово-биогенных образований (шлиров). Эти отложения чаще всего залегают на поверхности в виде покрова и образуют геолого-геоморфологическую основу ландшафтов (ГГОЛ).

Многолетнее изучение позволило С.В. Томирдиаро различать два типа залегающих на поверхности осадков: континентальная и шельфовая едома. Опорным разрезом первого типа указано береговое обнажение в 190 км выше устья реки Яны – Мус-Хая, а второго – побережье района полуострова Чукочьего. Континентальная едома характеризуется как ледово-грунтовая, а шельфовая как ледовая. Континентальный тип распространен вдалеке от океана, а ледовый (шельфовый) – вблизи по берегам моря. Граница между распространением обоих типов не везде четкая. Начало периода образования едомы оценивается как конец потепления МИС 3 и начало похолодания МИС 2. Представления о формировании лессово-ледовой формации (ЛЛФ) дает береговое обнажение Мус-Хая. Из нижних (начальных) шлиров разреза получена радиоуглеродная дата 23 360 т.л.н., из верхних шлиров извлечена дата 11 500 т.л.н. [Ложкин, 1977]. Она показывает, что в самом конце позднеледниковья ЛЛФ продолжала формироваться.

Новые данные, появившиеся позже указанной монографии, позволяют осветить проблему возникновения едомы более полно. Образование ЛЛФ началось в результате некоторого похолодания. Именно в таких условиях в нижней части разреза начала формироваться ледниково-шлировая толща на поверхности существовавшей ранее почвы и стал наращиваться единый покров ЛЛФ. Это ясно прослежено и в строении разреза Мус-Хая. Время этого изменения климата, однако, нет оснований считать надежно. Для этого необходимо учесть многие факты. Ниже приводятся лишь некоторые из них.

Возвышенное плато верховьев Колымы и Индигирки (бассейн р. Эльги) еще в начале второй половины XX-го века было детально исследовано с широким использованием материалов аэрофотосъемки [Хворостова, Кашменская, 1962]. Все исследователи тогда рассматривали весь возвышенный рельеф СВ Азии, как область сплошного последнего и более древних оледенений. В пределах низменных равнин и шельфа протекал также и процесс формирования ЛЛФ.

Важным этапом дальнейшего выяснения условий образования последнего покрова ЛЛФ является характеристика так называемой «надледи» [Колпаков, 2007]. Она возникает в теплые сезоны года на постоянно замерзшей поверхности ГГОЛ. Очень

показательный термин. Там, где нет постоянной многолетней мерзлоты, а есть только сезонная, надледь не образуется. Эта сезонно оттаивающая верхняя часть ГГОЛ играет решающую роль в формировании ЛЛФ, а именно, в образовании ее шлиров. Формирующийся в настоящее время положительный гидротермический баланс земной поверхности (ГТб) ясно свидетельствует о потеплении и перестройке всех экзогенных геологических процессов от ледникового к межледниковому или интерстадиальному (голоцену).

Переход от позднеледниковья и конца дегляциации последнего континентального оледенения к послеледниковью сопровождался вытаиванием полостей грунтового льда из ГГОЛ и значительной перестройкой микро- и мезорельефа равнинных пространств этого огромного региона. Там, где этот процесс перестройки проявился значительно, сформировался озерно-байджараховый (аласный) рельеф, сложенный в основном грунтово-биогенными осадками. Он широко распространен в северо-восточной части страны.

Наиболее молодой этап формирования ЛЛФ хронологически связан с похолоданием МИС 2 и последним континентальным оледенением (позднезырянским на западе и жиганским на востоке). Этот этап протекал целиком в субаэральной обстановке и существенным притоком, осаждающейся на земную поверхность атмосферной пыли. Распространение ЛЛФ связано только с областями холодной, замерзшей геологической среды, поэтому ее следует рассматривать, как разновидность позднечетвертичной субаэральной формации и как ГГОЛ областей существования многолетней мерзлоты. Он представлен байдарачно-аласным комплексом образований деградирующей ЛЛФ и залегает в виде покрова.

Термин «лессово-ледовая формация» не совсем точен. Правильнее считать ее, как «надледь-шлировую». Это был важный этап динамики всей географической оболочки Северной Азии. Он протекал в условиях эволюции субаэральной формации в условиях холодной (мерзлой) ГГОЛ. Надледь-шлировая субаэральная формация моложе ледника МИС 2, т.к. она налегает в виде покрова на морену этого глетчера. Едому Северной Азии следует рассматривать, как этап эволюции ЛЛФ времени дегляциации последнего глетчера. Необходимо четко разграничивать ГГОЛ с сезонной и постоянной мерзлотой. Подвижные гляциальные геологические образования последнего континентального глетчера в Северной Азии прекратили формироваться около 17 т.л.н. [Троицкий, 1967]. Позже продолжал формироваться субаэральный неподвижный надледь-шлировый покров. Он отчасти перекрыл гляциальные образования подвижно континентального глетчера. Его образование продолжалось до 11,5 т.л.н. [Ложкин, 1977]. Арктический шельф при этом был сушей. В Арктике лессы простые не были, формировались шлиры, т.е. грунтово-биогенные образования [Шполянская, 2011]. С началом послеледниковья в условиях интенсивного термокарста и до современности продолжалось интенсивное преобразование этого покрова и формирование оттаявшей ГГОЛ, обладающей лишь сезонной мерзлотой. Это и есть время образования современной едомы. Важнейшим дальнейшим изучением шельфа Арктики является выявление биологической части надледи и шлиров.

Список литературы

1. *Волков И.А.* Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

2. *Колпаков В.В.* О роли «надледи» в развитии повторно-жильного льда // Материалы V Всерос. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: ГЕОС, 2007. С. 180–182.

3. *Ложкин А.В.* Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР // Доклады АН СССР, 1977. Т. 235. № 2. С. 435–437.

4. *Томирдиаро С.В.* Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

5. *Троицкий С.Л.* Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири // Доклады АН СССР, 1967. Т. 174. № 6. С. 1409–1412.

6. *Хворостова З.М., Кашменская О.В.* Некоторые вопросы четвертичного оледенения в верховьях рек Колымы и Индигирки // Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск, 1962. С. 157–170.

7. *Шполянская Н.А.* Развитие криолитозоны Российской Арктики и Субарктики в плейстоцене на основании анализа подземных залежных льдов // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3. М.: Географический факультет МГУ, 2011. С. 252–261.

НАПРАВЛЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

A DIRECTIONAL CHANGE IN THE NATURAL ENVIRONMENT IN THE PLEISTOCENE OF THE SOUTH OF EASTERN SIBERIA

Н.П. Калмыков

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия
kalm@ssc-ras.ru

N.P. Kalmykov

Institute of Arid Zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Растительный покров юга Восточной Сибири, судя по спорово-пыльцевым спектрам из аллювиальных толщ, в раннем плейстоцене носил лесной характер, а существенное похолодание в его конце вызвало постепенное преобразование темнохвойной тайги в светлохвойную [Равский, Алексеев, 1960]. Кроме хвойных, в его состав входили и широколиственные элементы (*Tilia*, *Quercus*, *Juglans*, *Corylus*, *Ulmus*, *Acer*, *Carpinus*). В фауне появились новые роды крупных млекопитающих – *Bison*, *Spirocerus*, *Equus*, дожившие, как и многие другие, до голоцена. Лошади на о-ве Ольхон обитали совместно с *Proboscidipparion* (если определение верно) [Плиоцен…, 1982], другие гиппарионы (*Hipparion*) уже не встречались. Во второй половине раннего плейстоцена разнообразие фауны расширилось за счет *Ellobius*, *Microtus*, *Alces*.

В среднем и позднем плейстоцене почти полностью выпадают широколиственные элементы горно-таежных лесов, на юге отмечаются только единичные ильм, орех и липа [Белова, 1985]. Геологические и палеонтологические данные говорят об общем продолжающемся похолодании в среднем и позднем плейстоцене, приведшего в конце плейстоцена к развитию локальных горно-долинных ледников, их реликты встречаются на Баргузинском, Байкальском хребтах, Восточном Саяне. Выделение в этой связи самаровского, тазовского, зырянского, сартанского горизонтов в обрамлении оз. Байкал, связывающих с оледенениями, считается совершенно недопустимым [Ендрихинский, 1981]. Это подтверждает и лишение стратотипов каргинского и сартанского горизонтов, а пренебрежение Стратиграфическим кодексом привело к номенклатурному кризису и невозможности обсуждения новых данных, так как ни в нижнем течении Оби, ни на Тазовском полуострове каких-либо верхненеоплейстоценовых образований, похожих на ледниковые, не обнаружено [Астахов, 2009]. Предпочтение геохронометрическим данным вместо климатической стратиграфии первенствующее значение, по мнению В.И. Астахова [2009, с. 21], является неверным шагом, так как «геохронометрия есть лишь средство дальней корреляции, которое не может заменить седиментологические и палеонтологические способы построения региональных и местных шкал». Климат на юге Восточной Сибири обнаруживал в позднем плейстоцене только неуклонное, вплоть до конца плейстоцена, похолодание.

Постоянство таксономического разнообразия биоты говорит об отсутствии покровных и полупокровных оледенений как на юге Восточной Сибири, так и в Северной Азии. Большая часть исследований в Байкальской горной стране, касающихся этой проблемы, несет в себе черты чрезмерного преувеличения их значимости и ошибочного определения генезиса грубообломочных отложений, что отмечено разными исследователями [Агафонов, 1990; Ивановский, 1993, 2006]. Даты по ^{14}C свидетельствуют о том, что мамонт и его спутники обитали, как в период так называемого «сартанского» («валдайского», «вюрмского») ледникового щита и в его максимум, так и в межледниковое время [Орлова, 1995; Орлова и др., 2006].

В течение плейстоцена в результате постепенного варьирующего похолодания происходило выпадение термофильных элементов из состава флоры, которое сопровождалось появлением бореальных, аллохтонных родов млекопитающих, которые не могли компенсировать биологическое разнообразие предыдущих эпох. Только позже они заняли господствующее положение в обедненной биоте. Изменения в природной обстановке в большой степени представляли длительный переход от одного состояния к другому, они не отражали каких-либо

кардинальных перестроек в ее структуре. Условия окружающей среды менялись не так внезапно, чтобы те или иные виды исчезли тотчас же после таких изменений и вследствие именно их. Поэтому не предоставляется возможности указать демаркационную линию, на которой произошло замещение тургайской флоры аналогами современной. Это касается и млекопитающих, нет ясных рубежей смены гиппарионовой фауны мамонтовой, последней рецентной. Флора и фауна от этапа к этапу, не имеющих определенных границ, представляли собой картину многовекового взаимодействия различных таксонов млекопитающих, которые можно датировать и датировать вполне различными эпохами. Все климатические колебания в позднем плейстоцене носили естественный характер и происходили в рамках продолжающегося похолодания. На постепенное, не катастрофическое, изменение тепло- и влагообеспеченности экосистем указывают реликты не только третичной (*Saussuerea dorogostaiskii*, *Caragana jubata*, *Caryopteris mongholica*, *Mannagettaea hummeli*, *Ulmus japonica*, *Megadenia bardunovii*, *Onoclea sensibilis*, *Trapa natans*), но и неморальной флоры (*Armenica sibirica*, *Amygdalus pedunculata*, *Botrychium virginianum*, *Polystichum lonchitis*), пережившие мифические катаклизмы (покровные оледенения и межледниковья) и насчитывающие многие виды [Красная книга…, 2002]. Трансформация биоты, как уже упоминалось, была связана с проникновением аллохтонных, выпадением автохтонных элементов, она могло затянуться на десятки и сотни тысяч лет. Она не имела ничего общего с теми на словах имевшими место в плейстоцене, в действительности вымышленными пертурбациями в природной среде различного генезиса не только на юге Восточной Сибири, выдвигавшихся и выдвигающихся в качестве аксиомы.

Список литературы

1. *Агафонов Б.П.* Экзолитодинамика Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1990. 176 с.

2. *Астахов В.И.* Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода РАН. 2009. № 69. С. 8–24.

3. *Белова В.А.* Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 160 с.

4. *Ендрихинский А.С.* Развитие речной сети Станового нагорья в позднем кайнозое // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981. С. 135–166.

5. *Ивановский Л.Н.* Основные вопросы древнего оледенения Прибайкалья // География и природные ресурсы. 1993. № 3. С. 148–155.

6. *Ивановский Л.Н.* Псевдоледниковые формы рельефа в долине р. Выдриной (Южное Прибайкалье) // География и природные ресурсы. 2006. № 4. С. 161–167.

7. Красная книга Республики Бурятия: Редкие и исчезающие виды растений и грибов. Новосибирск: Наука, 2002. 340 с.

8. *Орлова Л.А.* Радиоуглеродное датирование археологических памятников Сибири и Дальнего Востока // Методы естествен. наук в археол. реконструкциях. Новосибирск: Ин-т археол. и этнограф. СО РАН, 1995. Ч. 2. С. 207–232.

9. *Орлова Л.А., Кузьмин Я.В., Калмыков Н.П., Бурр Дж.С.* Хронология позднеплейстоценовой мегафауны юга Восточной Сибири // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 238–242.

10. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала / В.Д. Мац, А.Г. Покатилов, С.М. Попова и др. Новосибирск: Наука, 1982. 193 с.

11. *Равский Э.И., Алексеев М.Н.* Четвертичный период в Восточной Сибири // Хронология и климаты четвертичного периода. М., 1960. С. 149–161.

ЛАНДШАФТЫ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

LANDSCAPES OF THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE IN THE FAR EAST OF RUSSIA ON PALYNOLOGICAL DATA

И.А. Каревская

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,
Москва, Россия
Inessa.Karevskaja@yandex.ru

I.A. Karevskaja

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography,
Moscow, Russia

Территория исследования охватывает дальневосточный регион России от Индигиро-Колымского среднегорья до левобережья нижнего Амура. Палинологические и палеогеографические исследования позволили реконструировать специфику и зональную структуру ландшафтов среднего неоплейстоцена, с которым связаны наиболее выраженные в регионе этапы рельефообразования, изменения климата и растительного покрова, имевшие зачастую необратимый характер.

В начале среднего неоплейстоцена [Решения…, 1987] на Дальнем Востоке России произошло заметное потепление и гумидизация климата (Кюрбеляхский горизонт в Индигиро-Колымском страторегионе 410 000±100 000 ТЛ МГУ; 478 000±57 000 ТЛ МГУ; Уракские слои в северо-западном Приохотье 350 000±87 000 ТЛ МГУ; Уклекитские слои в юго-западном Приохотье 355 000±88 000 Т.Л. МГУ). Для середины первого средненеоплейстоценового потепления отмечается слабая дифференциация растительного покрова в субмеридиональном направлении. Вся исследуемая территория входила в единую южно-таежную подзону. Повсеместно росли хвойные и смешанные елово-лиственнично-березовые леса с участием Abies, Picea sect. Omoricae, P. Eupiceae, P. ajnensis, различные виды Pinus s.g Diploxylon et Haploxylon, Larix sibirica et L. dhaurica, Betula sect. Albae et sect. Costatae, Quercus, Corylus, Tilia, Ulmus, Lonicera, Elaeagnus, Diervilla, Myrica. Провинциальные особенности растительного покрова проявлялись лишь в небольшом увеличении с севера на юг числа широколиственных таксонов и их доли в растительных сообществах. По сравнению с полидоминантными лесами раннего неоплейстоцена, дендрофлора средненеоплейстоценовой тайги была беднее. Из древостоя исчезли наиболее термофильные представители неморальной флоры – Tsuga, Juglans, Carpinus, Fraxinus, Ilex.

Ландшафты первого средненеоплейстоценового похолодания исследованы в настоящее время значительно слабее по сравнению с другими холодными полуритмами плейстоцена. Первое средненеоплейстоценовое похолодание на всей северной половине исследуемой территории – северо-западное Приохотье, Колымо-Индигирский регион [Каревская, 1972] – отмечено значительным сокращением в растительном покрове доли лесных формаций. Наряду с березово-лиственничными лесами и редколесьями большие площади были заняты ерниками, марями, болотами. Резко увеличилось участие в растительном покрове сообществ крупнокустарниковых – ольховниковых и кедровостланиковых тундр, а также горно-тундровых растительных ценозов. В районах, расположенных севернее 55° с.ш., во второй половине похолодания впервые появляются тундростепные растительные группировки. В более южных широтах сохранялись северо-таежные и даже среднетаежные формации.

Потепление второй половины среднего неоплейстоцена сопровождалось резкой континентализацией климата по всему региону. Лесные ценозы повсеместно были представлены преимущественно березовыми, березово-лиственничными, реже – березово-лиственнично-еловыми лесами сложного состава. В древостое принимали участие представители бореальной широколиственной флоры: дуб, лещина, липа, ильм, орешник, жимолость и др. Обильнее были представлены растения сухих экотопов на склонах южной зкспозиции – полыни, маревые.

В конце среднего неоплейстоцена на всей территории исследования наступило глубокое похолодание климата, которое фиксируется по многочисленным палинологическим данным [Каревская, 1999] из осадков разного генезиса, имеющих, как правило, большую мощность.

Со вторым среднеплейстоценовым похолоданием связана максимальная для Дальнего Востока экспансия горных ледников от хр. Черского на Северо-Востоке России до восточных склонов хр. Джугджур на широте Лантаро-Немуйской депрессии. Гляциальная обстановка северных территорий, где отмечается сетчатый и даже полупокровный тип оледенения, существенно отразилась на истории развития растительного покрова и флоры северной половины исследуемого дальневосточного региона. Изменения, происходившие в палеофлорах, благодаря миграции на юг многих видов и родов, с наступлением второго среднеплейстоценового похолодания, оказались необратимыми.

Второе среднеплейстоценовое похолодание является одним из главных рубежей в дифференциации растительного покрова на Дальнем Востоке России. Для этого времени в субмеридиональном направлении на исследуемой территории выделяется уже не менее четырех эколого-фитоценотических комплексов на уровне зон и подзон: 1) крупнокустарниковые (ольховниковые, кедровостланиковые) и горно-арктические тундры с долинными лиственнично-березовыми лесами и редколесьями в Колымо-Индигирском регионе; 2) березово-лиственничные леса и редколесья с широким поясом зарослей ольховника и кедрового стланика в северо-западном Приохотье, включая Охото-Кухтуйскую депрессию; 3) северо-таежные березово-лиственничные леса с редким участием темнохвойных пород, с поясом кедрового стланика и ольховника в юго-западном Приохотье; 4) северо-таежные лиственнично-березовые и среднетаежные елово-лиственничные леса с редким участием наиболее холодостойких широколиственных таксонов (ильм, лещина) в нижнем Приамурье.

Вся северная половина исследуемой территории, занятая крупнокустарниковыми тундрами и лиственничными редколесьями, относилась к субарктическому поясу, южная граница которого проходила на 56–57° с.ш.

Выводы

1. Растительный покров теплых эпох среднего неоплейстоцена на Дальнем Востоке России отличается слабой эколого-фитоценотической дифференциацией.

2. Субширотная дифференциация растительного покрова в среднем неоплейстоцене отчетливо проявлялась лишь в эпохи похолоданий.

3. Наибольшее разнообразие зональных и подзональных типов ландшафтов по субмеридиану Д. Востока характерно для похолодания в конце среднего неоплейстоцена.

4. В результате второго средненеоплейстоценового похолодания, а главное – мощного оледенения, на Дальнем Востоке России произошло окончательное вычленение современной провинции редкостойных лиственничных лесов и редколесий.

Список литературы

1. *Каревская И.А.* История развития растительности плейстоцена верховий р. Колымы в связи с проблемами палеогеоморфологии. Автореф. дис. ... на соиск. уч. зв. канд. геогр. наук. М.: Изд-во МГУ, 1972. 34 с.

2. *Каревская И.А.* Плейстоценовые эпохи похолодания и зональность растительного покрова на Дальнем Востоке России по палинологическим данным // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: Изд-во ИГиРГИ, 1999. С. 134–143.

3. Решения Межвед. стратиграф. совещания по четвертичной системе Востока СССР // Тр. Межвед. стратиграф. комитета СССР. Магадан: Изд-во Наука, 1987. С. 150–184.

ЛАНДШАФТЫ НАЧАЛА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

LATE PLEISTOCENE LANDSCAPES OF UPPER VOLGA BASIN BASED ON PALYNOLOGICAL DATA

И.А. Каревская[1], Е.О. Мухаметшина[2]

[1] Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
Inessa.karevskaja@yandex.ru
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия
kate2693@mail.ru

I.A. Karevskaya[1], E.O.Mukhametshina[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Исследования проводились в Селижаровском районе Тверской области в бассейнах рек Большая и Малая Коши – левых притоков реки Волга. Наиболее распространенными генетическими комплексами рельефа на территории являются ледниковый, водно-ледниковый и флювиальный. Рельеф междуречий имеет ледниковое и водно-ледниковое происхождение, сформировался в эпоху московского оледенения. В позднe- и послемосковское время был сформирован флювиальный рельеф, представленный долинами рек и малыми эрозионными формами.

Максимальная граница валдайского оледенения проходит в нескольких км к северу от исследуемой территории. Именно этим обстоятельством, по-видимому, объясняется практически полное отсутствие микрофоссилий пыльцевых зерен и спор в осадках валдайского возраста на территории исследования. В районах, расположенных вдоль края покровного ледника, сочетание разреженного травяно-мохового покрова и действие стоковых ветров не способствовало формированию полноценных спорово-пыльцевых спектров в осадках. Поэтому основное внимание в предлагаемой публикации уделено первой половине позднего плейстоцена.

Территория исследования расположена в подзоне южной тайги на границе с зоной смешанных лесов. Главными лесообразующими породами являются ель, сосна, береза, осина, ольха, дуб. Около 53% лесопокрытой площади занимают мелколиственные леса, преимущественно березовые, реже – осиновые и ольховые. Примерно 47% приходится на долю хвойных лесных массивов, среди которых преобладают еловые формации; менее 1% занимают дубравы. В качестве незначительной примеси в лесных сообществах принимают участие широколиственные таксоны: клен, липа, вяз, лещина, жимолость, бересклет, крушина, черемуха, малина.

Спорово-пыльцевой анализ рыхлых отложений был выполнен по двум ключевым разрезам: на правом борту реки Мал. Коша и в долине реки Бол. Коша вблизи изученного ранее (Гричук, 1989; Писарева, 2012) разреза под названием «У погоста Ильи Пророка». Изучение обоих разрезов показало сложное строение вскрытых рыхлых толш, характеризующихся сочленением разнофациальных и разногенетических типов отложений с явно выраженными перерывами в осадконакоплении, которые фиксируются как сменой литолого-минералогического состава осадков, так и резким изменением характера ископаемых спорово-пыльцевых спектров. Результаты анализа, стратиграфические и палинологические корреляции по двум разрезам позволили сделать следующие выводы.

Самые древние из изученных нами горизонтов рыхлых отложений относятся к концу московского похолодания и переходному этапу между московским оледенением и микулинским межледниковьем. Они охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами горизонта «синих глин», вскрытых в разрезе рыхлых отложений на р. Мал. Коша. Палинологические данные [Каревская и др., 2017] позволяют реконструировать северо-таежные елово-лиственнично-березовые леса и редколесья, сочетавшиеся с лесотундровыми и лесостепными ценозами, а также с ивнячково-осоково-зеленомошными тундровыми группировками.

Климат был значительно холоднее и континентальнее современного. Присутствие в ископаемой палинофлоре субарктических элементов указывает на существование многолетней мерзлоты. К близким выводам пришли Н.С. Чеботарева, В.В. Писарева и Е.С. Малясова (1979), изучавшие разрез рыхлых отложений у пос. Манухино - выше по течению реки М. Коши.

В первой половине термоксеротической стадии микулинского межледниковья в Верхневолжье распространились преимущественно северо-таежные сосново-еловые и мелколиственные леса с заметной долей в ландшафтах открытых незалесенных пространств, занятых ксерофитными степными ценозами. На это указывают особенности ископаемых палиноспектров, полученных нами из оторфованных суглинков разрезов на Мал. Коше и «У погоста Ильи Пророка»: высокий процент пыльцы сосны и травянисто-кустарничковых таксонов, представленных преимущественно пыльцевыми зернами Artemisia, Chenopodiaceae. Сходные соотношения пыльцы доминирующих древесных таксонов получил В.С. Доктуровский в 1932 [Гричук, 1961] для разреза озерно-болотных отложений микулинского межледниковья у д. Ильинское.

Ископаемые спорово-пыльцевыхе спектры оторфованных суглинков, изученных нами в низовьях реки Мал. Коша на глубине 6,15–5,0 м [Каревская и др., 2017], отражают распространение смешанных и хвойно-широколиственных формаций и динамику их состава на фоне продолжающегося потепления климата вплоть до оптимума межледниковья. В нижней части палинозоны смешанных и широколиственных лесов преобладает пыльца дуба и вяза, выше отмечен максимум пыльцы лещины и ольхи, а затем – граба и липы. По данным Н.С. Чеботаревой, В.В. Писаревой и Е.С. Малясовой [1979] во время климатического оптимума по берегам рек и озер произрастали олигодоминантные широколиственные леса, представленные сначала дубом и вязом, затем липой и грабом.

Ландшафты второй половины микулинского межледниковья в верхнем Поволжье характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, полученными из горизонта средне-грубозернистых песков в разрезе «У погоста Ильи Пророка» [Каревская и др., 2017] на глубине 2,7–4,0 м. В общем составе спектров резко преобладает пыльца древесно-кустарниковых растений (54,5–76,5%) среди которых доминируют хвойные породы: главным образом – ель (до 66,8%), меньше зерен сосны (≤50%). Пыльца широколиственных таксонов в сумме составляет от 1,9% до 17,8% (Tilia, Ulmus, Corylus, Quercus). То есть, широколиственные формации оптимума межледниковья в начале термогигротической стадии замещались южно-таежными влажными еловыми лесами с примесью широколиственных пород, что соответствует максимому ели по В.П. Гричуку [1989]. К концу термогигротической стадии микулинского межледниковья в бассейне верхней Волги распространились среднетаежные формации, представленные хвойными и мелколиственными лесами с редким участием в древостое представителей широколиственной флоры.

Список литературы

1. *Гричук В.П.* Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. К VI Конгрессу INQUA в Варшаве. М.: изд-во АН СССР. 1961. С. 25–71.

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

3. *Каревская И.А., Мухаметшина Е.О., Зюганова И.С.* Новые палеоботанические данные по позднему плейстоцену бассейна Верхней Волги // Сборник материалов XIV Всероссийской палинологической конференции. М.: МГУ. 2017. С. 114–116.

4. *Писарева В.В.* Реконструкция палеоландшафтов лихвинского межледниковья и последующего похолодания на территории Восточной Европы. М.: Изв. РАН, сер. геогр., № 3. 2012. С. 54–70.

5. *Чеботарева Н.С., Писарева В.В., Малясова Е.С.* Древнеозерный бассейн в долине р. Малой Коши. М.: Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3. 1979. С. 94–102.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И РАЗВИТИИ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

NEW DATA ON SEDIMENTATION AND DEVELOPMENT OF LAKES IN THE CENTRAL PART OF THE PSKOV LOWLAND

Н.В. Карпухина[1], Е.А. Константинов[1], О.С. Шилова[2]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
natalia_karpukhina@mail.ru

N.V. Karpukhina[1], E.A. Konstantionov[1], O.S. Shilova[2]

[1] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Озера, расположенные на северо-западе Восточно-Европейской равнины, давно привлекают внимание исследователей, занимающихся реконструкциями истории развития водоемов и изучением ландшафтно-климатической обстановки позднеледниковья и голоцена. В существующих работах описаны основные тенденции развития озерных бассейнов на данной территории. В то же время исследованиями затронуто небольшое количество озер, а еще меньше озер изученных детально.

Изученность озер Псковской низменности на порядок отличается от озер Ленинградской области или Республики Карелия. Существующие представления о стратиграфии озерных отложений [Лесненко, 1967; Лесненко, Абросов, 1975] базируются на результатах исключительно спорово-пыльцевого анализа, а детальные исследования с применением современных аналитических методов практически не производились.

Основные задачи данного исследования: установление возраста отдельных типов отложений в колонках отложений озер; определение типов и особенностей седиментации в озерах на разных этапах их развития; расчет скоростей осадконакопления и оценка продолжительности существования озер при неизменных условиях гидрологического режима и темпах седиментации, начиная с суббореального периода голоцена.

В качестве ключевых объектов были выбраны четыре озера – Черное, Белая Струга, Большое, Городищенское. Объекты исследования расположены в пределах разных генетических типов рельефа центральной части Псковской низменности (лимногляциальные и зандровые равнины, заболоченые поверхности, участки древней эрозионной сети). Стоит отметить, что все рассматриваемые озера расположены к северу и к югу от крупного комплекса краевых образований по линии д. Ст. Изборск – г. Остров – д. Карамышево. В существующей литературе формирование данных краевых образований связано с лужской стадией поздневалдайского оледенения [Исаченков, 1972; Татарников, 2007].

В течение полевого этапа работ было произведено бурение донных отложений озер. Работы по бурению предварялись промерами глубин с помощью ручного лота. К настоящему моменту уже выполнены валовый химический анализ отложений, потери при прокаливании при двух режимах (550 °С и 1000 °С) и радиоуглеродный анализ, что позволило в каждом из озер выделить местные стратиграфические горизонты. Из озерных отложений каждого озера было получено по несколько ^{14}С датировок. На основании ^{14}С датировок были построены модели осадконакопления в озерах, прежде всего, дающие информацию о скоростях заполнения озерных котловин. Наилучшим образом изучено озеро Белая Струга. Для него выполнены гранулометрический и диатомовый анализы отложений.

Результаты радиоуглеродного датирования позволили обосновать границу между поздним плейстоценом и голоценом в колонках донных отложений озер центральной части Псковской низменности. Эта граница прослеживается по смене минеральных (органо-минеральных) осадков органическими илами. Возраст данного перехода оценивается в 11.8–12.1 кал.т.л.н., что по шкале Блитта-Сернандера соответствует началу голоцена. Данное обстоятельство не могло не сказаться на процессах осадконакопления, протекавших в озерах.

Состав позднеледниковой части озерных отложений характеризуется высокой минеральной составляющей и изменчивостью литологического состава. Появление органического вещества в колонках озерных отложений сопоставляется с аллередом.

В озере Белая Струга начинают появляться диатомеи. В составе диатомовых ассоциаций лидируют бентосные и перифитонные виды. Можно полагать, что в это время водоемы были олиготрофными и их уровень значительно колебался в зависимости от изменений климата. Подобного рода тенденции описываются в работах и других исследователей озер северо-запада Восточно-Европейской равнины [Субетто, 2009 и др.].

С началом голоцена во всех озерах резко возрастает содержание органического вещества, а в озере Белая Струга появляются планктонные виды диатомовых водорослей. Все это указывает на стремительно нарастающее потепление и увлажнение. Уровень в озерах также повышался. В течение голоцена уровень озер колебался незначительно. Из-за интенсивного заполнения озерных котловин осадками, глубина озер с начала голоцена значительно сократилась. Максимальные показатели седиментации зафиксированы в атлантический период голоцена. В связи с этим сократилась площадь водоемов. Оценки предельного времени жизни озер (до заболачивания), выполненные на основе средних темпов седиментации за последние 5–7 тыс. лет показывают, что первым в болотный режим перейдет оз. Большое (через 3500 лет), а последним – оз. Белая Струга (через 10 800 лет), которое характеризуется проточным режимом и наибольшим объемом котловины.

Исследование выполнено при финансовой поддержке ГП 14 по теме «Реконструкция палеогеографических обстановок ледниковых и межледниковых эпох, их пространственная и временная изменчивость и причины на протяжении позднего кайнозоя (включая плейстоцен и голоцен). Роль природного фактора в инициальном освоении человеком внетропического пространства» (0148-2014-0001).

Список литературы

1. *Лесненко В.К.* Эволюция озер Псковской области // Материалы I симпозиума «История озер Северо-Запада СССР». Л.: ГО СССР, 1967. С. 318–322.

2. *Лесненко В.К., Абросов В.Н.* Озера Псковской области. Псков, 1973. 156 с.

3. *Исаченков В.А.* Краевые образования и некоторые особенности отступания валдайского ледника на территории Псковской области // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972. С. 217–221.

4. *Татарников О.М.* Рельеф и палеогеография Псковской области. Псков: ПГПУ, 2007. 127 с.

5. *Субетто Д.А.* Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 344 с.

РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ КРИОГЕННЫМИ И ОПОЛЗНЕВЫМИ ДЕФОРМАЦИЯМИ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ

DIFFERENCES BETWEEN CRYOGENIC AND LANDSLIDE DEFORMATIONS IN THE TERRASED COMPLEXES DEPOSITS OF THE SOUTH SIBERIA

***А.А. Картозия*[1, 2]**

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия
andrey.kartozia@yahoo.com

***A.A. Kartozia*[1, 2]**

[1] Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Во время охранно-спасательных археологических работ полевых сезонов 2016 и 2017 годов было изучено геологическое строение отложений четвертичного возраста террасовых комплексов двух районов исследования: 1 – террасовый комплекс рек Сумпанья и Евра, находящихся в центральной

части Кондинской низменности, юго-запад ХМАО; 2 – террасовый комплекс левобережья р. Енисей, территория археологического памятника Афонтова гора, западная часть города Красноярска. Рельефообразующая толща рыхлых приповерхностных отложений изучаемых районов имеет однотипное геологическое строение и состоит из двух пачек: нижней – аллювиальной, сложенной преимущественно средне-, мелкозернистыми песками русловой фации, а также глинами, суглинками и супесями пойменного аллювия, и верхней – субаэральной, состоящей из суглинков, супесей и мелкозернистых песков эолового, делювиального и солифлюкционного генезиса.

Согласно [Государственная…, 2011], первый район локализован в пределах стабильного неотектонического блока – Кондинско-Тобольской мегаступени фундамента Западно-Сибирской платформы, что исключает возможность проявления сколько-нибудь значимых неотектонических деформаций в его пределах. В ходе полевых работ в приповерхностных отложениях этого ключевого района были обнаружены многочисленные деформации криогенного происхождения, а именно: а) псевдоморфозы по повторно-жильным льдам; б) псевдоморфозы по сегрегационным льдам и связанные с ними блоковые смещения мерзлых пород; в) криотурбации; г) деформационные текстуры солифлюкционного течения грунта; д) деформационные текстуры конжефлюкционного смещение материала (мерзлотный крип).

На территории второго ключевого района, в отложениях террасового комплекса левобережья р. Енисей, согласно данным предшественников [Деревянко и др., 2014; Зольников и др., 2017] и собственным полевым наблюдениям, широкое распространение имеют разномасштабные деформации оползневого происхождения: а) структуры разжижения внутри оползневых пластин; б) сложные складки пластического течения в приподошвенной части оползневых пластин; в) малоамплитудные микроразломы; г) системы разломов взбросово-надвиговой и сбросовой кинематики; д) грунтовые жилы, внедрившиеся по плоскостям сместителей оползней; е) грифон (песчаный вулкан).

После систематизации и изучения, морфологически схожие деформации оползневого и криогенного происхождения сравнивались между собой с целью выявления их специфических диагностических признаков, которые позволяют однозначно отличить их друг от друга. Далее коротко охарактеризуем основные различия морфологически схожих деформационных текстур оползневого и криогенного происхождения.

Псевдоморфозы по ПЖЛ и грифоны. Главной отличительной чертой этих двух видов деформаций является направление движения материала. При формировании псевдоморфоз по ПЖЛ вышезалегающий материал затягивается вниз и образует многочисленные текстуры затягивания, в то время как при образовании грифона материал наоборот, изливается на поверхность, образуя кратер и многочисленные текстуры излияния.

Криотурбации и текстуры разжижения внутри оползневых пластин. Основными диагностическими признаками деформаций данного типа являются: криотурбации – субгоризонтальное положение в разрезе криотурбированного слоя, одинаковая глубина внедрения максимальных куполообразных и каплеобразных текстур, отсутствие микроразломов и каких-либо других дизъюнктивных нарушений, обязательное совместное нахождение с другими видами криогенных постседиментационных деформаций; оползневые текстуры разжижения – бóльшие по сравнению с криотурбациями масштабы, наклонное залегание, параллельное залеганию отложений самой оползневой пластины, обязательный парагенезис с многочисленными дизъюнктивными нарушениями различного масштаба и кинематики, возникающих в результате образования хрупких деформаций при резком смещении и дроблении оползневых блоков.

Основными диагностическими чертами складок пластического течения солифлюкционных и находящихся в детрузивной части оползневых пластин являются: солифлюкционные – облекающее залегание перемешиваемых отложений, отсутствие хрупких деформаций, следы пластического течения; небольшие углы наклона поверхности, деформации течения и затягивания, отторженцы нижезалегающих отложений; оползневые – парагенезис с многочисленными микроразломами различной кинематики, развитых непосредственно в деформированной приподошвенной части оползневой пластины и не проявленных в нижезалегающих отложениях.

Псевдоморфозы по сегрегационным льдам, разбиты на полиморфные блоки, хаотично смещенные друг относительно друга. В них наблюдается бессистемная просадка отдельных блоков без каких-либо однонаправленных плоскостей сместителей. Отложения, деформированные системами разломов со сбросовой кинематикой, также разбиты на блоки, однако, они смещены системно. Каждый разлом имеет сбросовую кинематику и подчиненную систему сопряженных малоамплитудных микроразломов.

Текстуры конжефлюкционного смещения и пологие надвиги в деформированных оползневыми процессами отложениях. Отличить данные деформации друг от друга можно по следующим отличительным признакам: конжефлюкционные – ровный, резкий нижний контакт, наклоненный в сторону падения склона под небольшим углом, смещение

талого материала вниз по склону, наличие текстур пластического течения, деформированный верхний контакт смещенных отторженцев, отсутствие малоамплитудных микродеформаций; оползневые текстуры пологих надвигов – наличие сопряженных малоамплитудных разломов, плоскость надвига по пологой дуге поднимается вверх по разрезу и отторженец смещается вдоль этой плоскости, верхняя часть отторженцев в данном случае не деформирована.

Последовательное выделение в разрезе и изучение морфологических элементов каждого типа деформаций, позволяет сводить их к минимальному набору деформаций, обусловленных определенным комплексом геологических процессов. Таким образом, несмотря на кажущееся многообразие геологических тел и деформационных текстур, выявление и изучение диагностических признаков деформаций разного генезиса позволяет адекватно интерпретировать их происхождение.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб: 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист O-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.

2. *Деревянко А.П., Славинский В.С., Чикишева Т.А., Зубова А.В., Слепченко С.М., Зольников И.Д., Лысенко Д.Н., Дроздов Н.И., Цыбанков А.А., Деев Е.В., Рыбалко А.Г., Стасюк В.И., Харевич В.М., Артемьев Е.В., Галухин Л.Л., Богданов Е.С., Степанов Е.С., Дудко А.А., Ломов П.К.* Новые антропологические находки эпохи палеолита со стоянки Афонтова гора II // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. 2014. Т. XX. С. 431–434.

3. *Зольников И.Д. Деев Е.В., Славинский В.С., Цыбанков А.А., Рыбин Е.П., Лысенко Д.Н., Стасюк И.В.* Геологическое строение и постседиментационные деформации археологического памятника Афонтова гора // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. №2. С. 231–242.

О ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОМ ГЕНЕЗИСЕ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

ABOUT PERIGLACIAL GENESIS OF RING STRUCTURES OF THE NORTHERN COAST OF THE RYBINSK RESERVOIR

Д.Н. Киселев, Я.А. Котова

Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д. Ушинского, Ярославль, Россия
dnkiselev@mail.ru

D.N. Kiselev, Ya.A. Kotova

Yaroslavl State Pedagogical University, Yaroslavl, Russia

Кольцевые структуры (КС) на границе Ярославской и Вологодской областей располагаются в пределах водораздельной территории между Мологским и Судо-Шекснинским отрогами Рыбинского водохранилища. Наиболее ярко они выражены в южной части Дарвинского заповедника, где наблюдается несколько кольцевых заливов в окрестности кордона Бор–Тимонино. Прилегающие к заповеднику территории содержат более пятидесяти объектов округло-овальной формы, наиболее крупные из которых являются озерами диаметром около 3–3,5 км (Мороцкое и Искорское). Все эти объекты уже более двадцати лет привлекают внимание различных исследователей и характеризуются в литературе чаще всего как ударные кольцевые структуры или метеоритные кратеры [Енгалычев, 2007]. Предположение об их импактной природе было выдвинуто еще в середине 1990-х годов рабочей группой, в которую входили преподаватели физических дисциплин из ЯГПУ и ЯрГУ, а также геологи и геохимики из

ярославского геологического производственного объединения «НЕДРА». Полевые исследования, проведенные этой группой, не привели ни к каким ощутимым результатам, которые позволили бы подтвердить импактный генезис этих кольцевых структур, и поэтому не были опубликованы. Новые исследования, проведенные в самое последнее время [Люхин и др., 2016а,б; Цельмович, Люхин, 2016], показали весьма высокое содержание некоторых металлов (серебро, никель, железо и др.) в пробах обломочных пород и грунтовых вод на территории заповедника, что трактуется как свидетельство импактного происхождения рассматриваемых КС. Авторы этих исследований полагают, что данные структуры могут быть ударными кратерами.

Увлечение геохимическими доказательствами импактной гипотезы без серьезного анализа остальных признаков кольцевых объектов представляется достаточно рискованным занятием. Хорошо известно, что в природе существует множество типов кольцевых объектов сравнимой размерности, которые не являются астроблемами. Наиболее близкими к кольцевым структурам Дарвинского заповедника (КСДЗ) по морфологическим признакам являются различные объекты криогенной и перигляциальной природы, образующиеся вследствие термокарстовых просадочных процессов. Структуры протаивания хорошо выражены там, где развита многолетняя мерзлота, в виде системы округлых понижений или озер. Термокарстовая природа КСДЗ представляется вполне возможной, не менее чем импактная, особенно если учесть, что территория Ярославского Поволжья в плейстоцене находилась в области наиболее активных воздействий покровных оледенений. Поэтому не только не исключено, но и весьма вероятно, что КСДЗ являются реликтовыми перигляциальными структурами последней ледниковой эпохи плейстоцена.

Методика и материал. Цель данной работы состоит в том, чтобы выяснить на провизорном уровне, насколько КСДЗ морфологически отличаются от современных термокарстовых кольцевых структур, развитых на территории многолетней мерзлоты. В качестве рабочей гипотезы используется предположение, что кольцевые термокарстовые структуры, образующиеся в различных перигляциальных обстановках, морфологически отличаются друг от друга незначительно, по сравнению с импактными структурами. Нами используется сравнительно-морфометрический метод, на основе которого проводится изучение средних величин по различным морфометрическим параметрам, в первую очередь по диаметру КС. Данная методика включает следующую последовательность действий:

А. Измерение параметров КСДЗ на территории Молого-Шекснинского «полуострова» на основе SRTM-модели высот с небольшим вертикальным масштабом (от 1 до 2 м) (рис. 1). Эта модель обладает большей разрешающей возможностью для распознавания денудированных реликтовых структур, нежели космические снимки. На основе данной модели измерены параметры 55 объектов кольцевой или полукольцевой формы, которые образуют различные элементы местного ландшафта (заливы, озера, сухие понижения и округлые русловые изгибы).

Б. Морфометрические измерения по космическим снимкам современных термокарстовых озер на пяти территориях Северной и Западной Сибири: Ямал (69° СШ) – 114 объектов, Западная Сибирь (62° и 60° СШ) – 110 и 102 объекта, Северо-Сибирская низменность (71° СШ) – 111 объектов и Колымская низменность (68° СШ) – 100 объектов. Разнообразие территорий призвано отразить возможную зависимость между природной обстановкой (климатические условия, особенности грунта и пр.) и морфологией КС.

В. Сравнительный анализ КСДЗ, термокарстовых структур и астроблем различного возраста на основе средних величин по диаметру и плотности распределения. Измерения достоверных импактных структур взяты из базы данных астроблем Земли (Earth Impact Database).

Основные результаты исследования сводятся к следующему:

1. На территории Дарвинского заповедника и прилегающих районах площадью около 1600 кв км зафиксировано 55 округло-овальных объектов, из которых 20 надежно распознаются как КС. Остальные объекты в рельефе выражены менее отчетливо, поэтому они рассматриваются как вероятные КС. Помимо этих объектов насчитывается около десяти округлых понижений с нечеткими контурами, которые могут быть отнесены к данной популяции КС после дополнительных исследований. Диаметр этих структур колеблется от 0,6 до 4,5 км, при этом наибольшее число объектов находится в интервале 1,5–3 км (мода 1,95 км и среднее арифметическое 2,25 км).

2. Распределение КСДЗ по диаметру, в целом, очень близко распределению размеров термокарстовых озер различных районов Сибири (рис. 2). Это сходство одинаково велико по любым средним показателям как по моде, так и по среднему арифметическому (рис. 3). Небольшое отличие наблюдается по моде: у КСДЗ оно больше, чем у термокарстовых озер всех изученных территорий. Это наблюдение можно объяснить реликтовой сущностью КС Дарвинского заповедника. Если предположить, что они являются перигляциальными структурами, возраст которых выше, чем у современных термокарстовых озер, как минимум, на 10 тыс. лет, то превышение среднего диаметра КСДЗ объясняется исчезнове-



Рис. 1. SRTM-модель рельефа центральной части Дарвинского заповедника

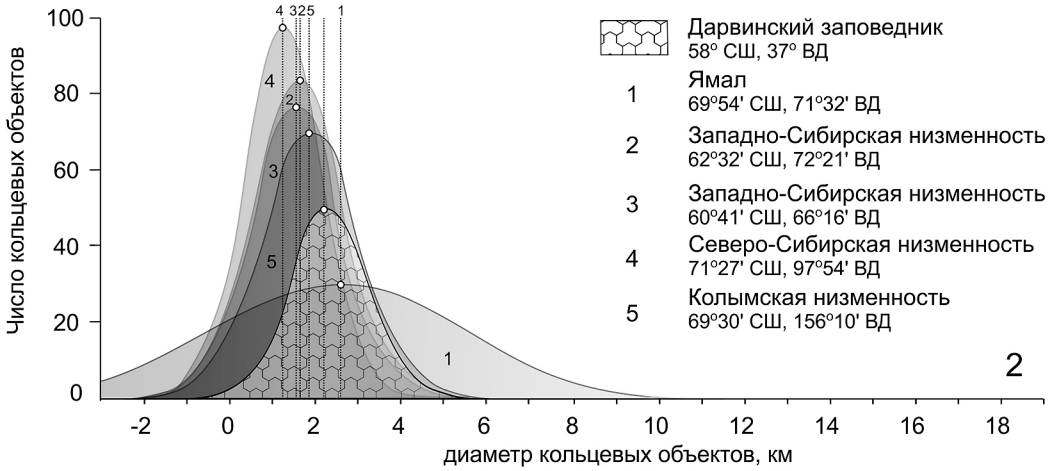


Рис. 2. Частотное распределение КС Дарвинского заповедника и термокарстовых озер Сибири по размеру (диаметр, км). Гистограммы распределения не показаны, даны только гауссовы кривые. Вертикальными пунктирными линиями показаны значения среднего арифметического для всех групп объектов

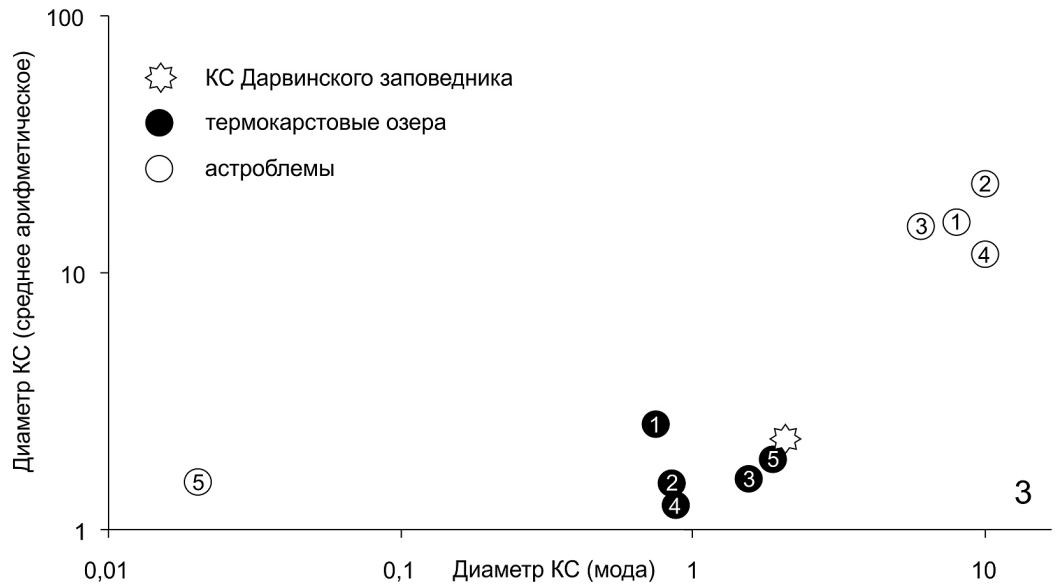


Рис. 3. Распределение по среднему диаметру КС Дарвинского заповедника, термокарстовых озер Сибири и астроблем мира. Оси даны в логарифмическом масштабе. Районы термокарстовых озер: 1 – Ямал; 2 – Зап. Сибирь – 60° СШ; 3 – Зап. Сибирь – 62° СШ; 4 – Северо-Сибирская низменность; 5 – Колымская низменность. Группы астроблем: 1 – все астроблемы; 2 – криптозоя; 3 – палеозоя и мезозоя; 4 – кайнозоя; 5 – плейстоцена

нием наиболее мелких объектов вследствие денудации.

Средний диаметр всех известных астроблем существенно отличается как от диаметра КСДЗ, так и термокарстовых озер Сибири (рис. 3). Доплейстоценовые астроблемы значительно превышают по размеру любые термокарстовые объекты, в то время как плейстоценовые импактные структуры, наоборот, в целом заметно меньше. Подобная разница в размере астроблем разного возраста объясняется, по всей видимости, лучшей сохранностью более молодых ударных кратеров, которые в меньшей степени подверглись процессам денудации. Выборка плейстоценовых кратеров лучше отражает фоновые импактные процессы, в то время как дочетвертичные астроблемы представляют лишь следы редких и более масштабных событий, оказывающие воздействие на более глубокие горизонты земной коры. В этой связи наибольший интерес для сравнения с КСДЗ представляют плейстоценовые астроблемы, поскольку именно к этой возрастной категории относят КС Дарвиновского заповедника сторонники метеоритной гипотезы.

В целом, фоновый импактный процесс оставляет менее заметные следы, чем термокарстовые просадочные явления, и фактически не влияет на облик и состояние ландшафта. В этой связи столь заметное проявление КСДЗ в рельефе и ландшафтах северного побережья Рыбинского водохранилища не позволяет рассматривать их как импактные структуры.

3. КС Дарвинского заповедника и термокарстовые озера Сибири образуют сходные популяции объектов с высокой плотностью на единицу площади территории. В среднем, для Дарвинского заповедника она составляет 2,56 объектов на 100 кв км. Плотность распределения термокарстовых озер в различных районах Сибири находится в диапазоне от 7,8 до 70 объектов на 100 кв км. Наименьшая плотность озер сравнима с плотностью КСДЗ. Она наблюдается для менее увлажненных ландшафтов и в более южных районах Западной Сибири (на 60° СШ в нашем исследовании). Здесь и еще южнее просадочные структуры заболачиваются, зарастают и постепенно переходят в реликтовую форму сохранности, весьма напоминающую КСДЗ.

Астроблемы не образуют популяционных скоплений. Плотность распределения всех известных импактных структур составляет около 0,0003–0,0007 астроблем на 100 кв км только для С. Америки и Европы. Для всего мира эта плотность будет еще меньше. Столь же исчезающе малая плотность плейстоценовых астроблем, взятых отдельно.

Таким образом, даже относительно простые сравнительно-морфометрические исследования КС свидетельствуют против импактной гипотезы образования кольцевых объектов Дарвинского заповедника. Наиболее вероятно, что КСДЗ представляют результат перигляциальных процессов в конце терминального ледникового хрона, который, возможно, отвечает мончаловско-осташковскому времени [по Шик, Бирюков, 2001] или времени формирования нерасчлененного комплекса покровных суглинков. Для последнего весьма характерно частое присутствие в разрезах Ярославской области мерзлотных клиньев и других проявлений перигляциальных процессов. Несомненно, что полноценное заключение о природе этих объектов может быть сделано лишь после стратиграфических исследований разрезов верхнего плейстоцена в данной местности.

Список литературы

1. *Енгалычев С.Ю.* Метеоритные кратеры на севере Ярославской области // Геология XXI века. Саратов: СО ЕАГО. 2007. С. 95–96.

2. *Люхин А.М., Цельмович В.А., Губарь А.Ю., Цветнов А.В., Бабушкин М.В.* Серебро и импактные минералы в породах северо-западного обрамления Рыбинского водохранилища // Отечественная геология, 2016. № 4. С. 1–11.

3. *Люхин А.М., Цельмович В.А., Губарь А.Ю., Цветнов А.В.* Первые находки серебра в породах Рыбинского водохранилища // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 6–8 апреля 2016 г. / отв. ред. Л.И. Полуфунтикова – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. С. 106–109.

4. *Цельмович В.А., Люхин А.М.* Минералогические загадки рыхлых пород Рыбинского водохранилища // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. Москва, 19–20 апреля 2016 года. М: ГЕОХИ РАН, 2016. С. 116–117.

5. *Шик С.М., Бирюков И.П.* Четвертичные отложения Ярославского Поволжья // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. Материалы симпозиума. М.: ГЕОС. 2001. С. 8–22.

6. Earth Impact Database // http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/index.html

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ГУБЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

FIRST RADIOCARBON DATING RESULTS OF BOTTOM SEDIMENTS FROM THE PETROZAVODSK BAY (ONEGA LAKE)

А.Р. Кискина[1], А.Ю. Петров[1], Л.А. Савельева[1], А.Е. Рыбалко[1,2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
Kiskina-aleksandra@rambler.ru
[2] Центр анализа сейсмических данных, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
Alek-rybalko@yandex.ru

A.R. Kiskina[1], A.Yu. Petrov[1], L.A. Savelieva[1], A.E. Rybalko[1, 2]

[1] Saint-Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia
[2] Center for Seismic Data Analysis, Moscow State University, Moscow, Russia

Донные отложения Онежского озера являются важным источником информации для изучения вариаций палеоклимата и дегляциации Фенноскандинавского щита. В этом отношении регион представляет несомненный интерес для изучения ландшафтно-климатических изменений в позднем неоплейстоцене-голоцене на Северо-Западе России, в Скандинавии и Балтике.

Донные осадки Онежского озера по данным многочисленных исследований представлены преимущественно глинистыми и алевритовыми илами, ленточными глинами с постоянным присутствием песка. Малое количество органики в этих отложениях ограничивает возможности широкого применения радиоуглеродного метода (с использованием жидкостно-сцинтилляционного метода счета) для их датирования. Первые сведения о возрасте осадков Онежского озера на основе ^{14}C датирования методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) были получены в 1991 г. [Ekman, Iljin, 1991] при изучении конечных морен последнего ледника для реконструкции его границ и отступления. В прибрежных районах известны разрезы, в которых вскрыты отложения Онежского озера, но радиоуглеродный возраст, установленный по микроорганике методом AMS, получен только для позднеледникового этапа [Saarnisto, Saarinen, 2001]. Таким образом, до сих пор фактически отсутствуют данные о возрасте и хронологии осадконакопления в позднем неоплейстоцене-голоцене в Онежском озере. Именно поэтому цель настоящей работы заключалась в получении первых данных о возрасте таких сложных для традиционного ^{14}C датирования отложений, как голоценовые осадки Онежского озера.

В рамках совместной научной работы Института наук о Земле СПбГУ, Центра анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова и Института водных проблем Севера КарНц РАН в 2016 г. в ходе экспедиции в бассейне Онежского озера (Петрозаводская губа) были отобраны 7 колонок донных отложений для комплексных исследований, включающие спорово-пыльцевой и радиоуглеродный анализ, радиографию и определение физико-механических свойств [Кострома и др., 2016]. К настоящему времени получены первые данные для двух осадочных колонок: предварительные результаты спорово-пыльцевого анализа осадочного керна ONG-2 и несколько ^{14}C датировок осадков из колонок ONG-2 и ONG-5.

Осадочные колонки ONG-2 (61°47′43,65″ с.ш.; 34°24′46,64″ в.д.) и ONG-5 (61°46′37,36″ с.ш.; 34°28′51,73″ в.д.), диаметром 10 см и мощностью 3,20 м и 3,04 м, соответственно, представлены илами и глинами с примесью песка и гидротроилита; в основании ONG-5 залегают ленточные глины. Пробы для радиоуглеродного датирования отобраны на глубинах 45–50 см, 165–170 см и 230–235 см из колонки ONG-2, и на глубинах 49–51 см и 80–85 см из колонки ONG-5.

Содержание общего углерода в пробах колонки ONG-2 оценивалось по результатам сухого озоления образцов в каждом 20 см слое керна и варьировалось в пределах от ~2, 6% до ~8,6%. С учетом крайне низкого содержания органики в образцах, навески проб для их ^{14}C датирования достигали 250 г.

Пробоподготовка образцов для радиоуглеродного датирования проводилась согласно стандартной методике, элементарный углерод синтезировался в бензол с прибавлением сцинтиллирующих доба-

вок [Арсланов, 1987]. Радиометрические измерения проводились на ультранизкофоновом жидкостном спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «OxCal 4.2» (калибровочная кривая «IntCal13») [Reimer et al., 2013]. Результаты радиоуглеродного датирования приведены в таблице 1.

Таблица 1

Результаты радиоуглеродного датирования донных отложений Онежского озера из колонок ONG-2 и ONG-5

Лаб. номер	Колонка	Глубина отбора проб, см	Литология	Радиоуглеродный возраст, л.н.	Калиброванный возраст, кал. л.н.
ЛУ-8394	ONG-2	230–235	глинистый алеврит	4910±150	5660±180
ЛУ-8395	ONG-2	165–170	глинистый алеврит	2420±100	2510±130
ЛУ-8396	ONG-2	45–50	глинистый алеврит	1420±100	1340±100
ЛУ-8397	ONG-5	49–51	песчанистый алеврит	4150±180	4680±260

Для отложений колонки ONG-5 получена только одна датировка 4150±180 л.н. в интервале глубин 49–51 см. К сожалению, возраст пробы на глубине 80–85 см не удалось получить из-за слишком малого количества органического материала для жидкостно-сцинтилляционного метода счета. Планируется проведение анализа этого образца на ускорительном масс-спектрометре. Для колонки ONG-2 получены три датировки, однако, пробоподготовка, так же, как и в первом случае, была осложнена малым количеством органического материала в образце.

Результаты распределения общего углерода по глубине показали минимальное его содержание ~2, 6% на глубине 60–65 см и максимальное ~8,6% на глубине 165–170 см.

Согласно предварительным данным спорово-пыльцевого анализа этот максимум соответствует атлантическому периоду голоцена. В целом, характер распределения общего углерода в донных отложениях Онежского озера коррелирует с данными, полученными ранее: органический материал распределяется по глубине неравномерно, заметны резкие увеличения при переходе от пребореального к бореальному периоду, и на границе атлантического и суббореального периодов [Палеолимнология Онежского озера…, 1976]. Кроме того, не все полученные нами радиоуглеродные датировки согласуются с данными палинологических исследований.

Поэтому очевидна необходимость проведения дальнейших более детальных исследований донных отложений с привлечением также данных геохимического анализа и результатов AMS датирования, что позволит уточнить хронологию осадконакопления в котловине Онежского озера.

Работа выполнена при поддержке грантов СПбГУ № 18.40.68.2017 и СПбГУ-DFG № 18.65.39.2017.

Список литературы

1. *Арсланов Х.А.* Радиоуглерод. Геохимия и геохронология. Изд-во ЛГУ. 1987. 116 с.

2. *Кострома Н.А., Рыбалко А.Е., Локтев А.С.* Новые данные по комплексному геолого-геофизическому изучению верхнечетвертичных отложений в Петрозаводской губе Онежского озера // Материалы всероссийской конференции по крупным внутренним водоемам «V Ладожский симпозиум». СПб. 2016. С. 202–205.

3. Палеолимнология Онежского озера по колонкам донных отложений. Л.: Наука. 1976. С. 98–103.

4. *Ekman I., Iljin V.* Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R and adjacent areas // Fennoscandian End Moraines // Geological Survey of Finland. 1991. P. 73–99.

5. *Reimer P.J., Bard E., Bronk Ramsey C.* IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years Cal BP // Radiocarbon. Vol. 55. № 4. 2013. P. 1869–1887.

6. *Saarnisto M., Saarinen T.* Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // Global and Planetary Change. Vol. 31. 2001. P. 387–405.

ПРОМЫСЛОВАЯ ФАУНА НА АФОНТОВОЙ ГОРЕ-II: ЮГО-ЗАПАДНАЯ ГРУППА РАСКОПОВ 2014 ГОДА

HANTING FAUNA ON THE AFONTOVA GORA-II: SOUTH-WESTERN GROUPS OF THE EXCAVATIONS 2014

А.М. Клементьев[1], И.А. Орешников[2]

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
[2] КГПУ им. В.П. Астафьева, Красноярск, Россия
klem-al@bk.ru

A.M. Klementiev[1], I.A. Oreshnikov[2]

[1] Institute of Earze Crust SB RAS, Irkutsk, Russia
[2] Krasnoyarsk State Pedagogical University, Krasnoyarsk, Russia

Археологический объект Афонтова Гора II, на территории города Красноярска был открыт В.И. Громовым в 1912 году [Ауэрбах и др., 1932]. Последующее столетие интерес к данному памятнику не ослабевал, периодически возобновлялись археологические исследования [Артемьев и др., 2013]. В связи со строительством нового моста через Енисей были вскрыты большие площади и выявлены различные участки распространения материала [Деревянко и др., 2017]. Юго-западная группа раскопов (№№ 1–10 и 30) располагалась в пределах поверхности второй НП террасы. Стратиграфическая картина в пределах всей площади этих раскопов однотипная – верхние субаэральные слои 1–4 плащеобразно перекрывают отложения субаквального генезиса (слои 5–8) [Деревянко и др., 2017]. Исследования фауны стоянки были произведены В.И. Громовым [Ауэрбах и др., 1932; Громов, 1948], в дальнейшем фауна изучалась выборочно. Приводим здесь характеристику фаунистических находок для ЮЗ группы раскопов 2014 года.

Палеофаунистический материал был распределен неравномерно. В первом раскопе для 3 горизонта определены четыре вида зверей: мамонт, заяц, северный олень и горный баран. Высокий процент определимых остатков (27%) обеспечен фрагментами пластин зубов и бивней мамонта. Во втором раскопе основной материал происходит из 2 горизонта. Он содержал 22,6% определимых остатков. Здесь максимум остатков (91,8%) принадлежал *Rangifer tarandus*. Наиболее простой способ определения возраста млекопитающих – по срокам прорезывания зубов [Клевезаль, 2007], предполагает летне-осенний сезон охоты. В первом уровне найдено два фрагмента, в третьем – диагностирован мамонт.

Третий раскоп содержал остатки семи промысловых видов. Во втором уровне определимых 20,8%, из них 87,7% остатков принадлежало *R. tarandus*. Зубы позволили установить сезон как конец лета – осень. Кроме *R. tarandus*, присутствуют остатки *Cervus elaphus* и *Bison priscus*. Третий уровень также обилен на материал, из которого 18,2% является определимым. Здесь преобладает лом зубов и бивней мамонта, на втором месте фрагменты костей *R. tarandus*. Заяц, песец, лошадь, марал и бизон представлены единичными фрагментами. В четвертом раскопе представлены три уровня залегания, очень скудных. Определены во втором горизонте мамонт и олени, в третьем – волк, песец и сайга.

В пятом и шестом раскопах собраны единичные остатки доминирующих видов. Седьмой раскоп в основном характеризует второй уровень залегания материала. Здесь очень низок процент (8,0) определимых костей. Помимо доминирующих остатков *R. tarandus* (73,4%) примечательно высок показатель присутствия *C. elaphus* (12,7%). По анализу стирания зубов можно говорить о позднелетнем-осеннем сезоне добычи. Здесь много анатомических групп костей: по одному экземпляру локтевого и пястно-запястного суставов и 11 голеностопных. Первый и третий уровни бедны палеофаунистическим материалом. В раскопе были определены несколько скелетов сусликов из древних нор.

Восьмой раскоп содержал материалы второго и третьего уровней. Во втором доминирует *R. tarandus* (80,7%). В третьем обнаружены остатки зайца, оленя и мамонта. Девятый раскоп предоставил кости *R. tarandus*. В раскопе 9а найдены единичные остатки марала и северного оленя. В десятом раскопе была обнаружена голеностопная последова-

тельность, принадлежащая *C. elaphus*. В 30 раскопе определены фрагменты костей *R. tarandus*.

Материалы раскопов ЮЗ группы показывают общие характеристики (табл. 1). Первый уровень залегания археологического материала скудно охарактеризован костными остатками, определены мамонт, северный олень и первобытный бизон. Второй уровень содержит 19,4% определимых остатков. Доминирует *R. tarandus* (85,1%), затем, с большим отрывом, следуют *C. elaphus* (5,2) и *B. priscus* (3,0%). Все остальные виды второстепенные: заяц, горный баран, северная сайга и хищники. Сумма особей *R. tarandus* – 24. Доминирующими остатками являются фрагменты черепов и костей копыт. Интерпретация такой выборки сводится к сезонной деятельности группы промысловиков на месте переправ (переходов) копытных. Дальнейшая характеристика горизонтов должна опираться на планиграфический анализ. Для 2, 3 и 7 раскопов определен единый сезон функционирования второго уровня обитания – конец лета – осень. Третий культуросодержащий уровень характеризуется высокой долей остатков мамонта, превалирующих над остатками *R. tarandus*. Остальные виды (заяц, архар, лошадь, бизон, сайга, волк, песец) единичны в сборах. Имеющиеся ^{14}C-датировки в пределах 12–15 тыс. л.н. [Деревянко и др., 2017] позволяют отнести комплекс фауны ЮЗ группы раскопов ко второй половине сартанского криохрона Сибири.

Авторы глубоко признательны И.В. Стасюку (КГПУ им. В.П. Астафьева, Красноярск) за геоархеологические консультации, Н.В Мартыновичу (ММО, Калининград) за определение остатков птиц и А.М. Мамонтову (ЛИН СО РАН, Иркутск) за определение остатков рыб.

Таблица 1

Палеонтологический материал по ЮЗ группе раскопов Афонтовой Горы II за 2014 год

Таксон	Культурные горизонты		
	1	2	3
Mammuthus primigenius (Мамонт)	2	9	159
Lepus cf. *timidus* (заяц, сходный с беляком)		5	4
Spermophilus sp. (суслик)	3	9	
Ochotona sp. (пищуха)		1	
Rodentia (грызун)		2	2
Canis lupus (волк)		1	1
Alopex lagopus (песец)		4	5
Equus ferus (ископаемая лошадь)			1
Cervus elaphus (благородный олень)		19	3
Rangifer tarandus (северный олень)	12	308	43
Cervidae gen. (олени неясного вида)	1	8	2
Bison priscus (первобытный бизон)	1	11	1
Saiga borealis (северная сайга)		2	2
Ovis ammon (горный баран)		3	1
Крупное копытное	21	824	54
Неопределимые	15	1122	709
Обожженные		32	
Всего млекопитающих	55	1928	986
Lagopus lagopus (белая куропатка)		11	1
Gallinago sp. (бекас)		1	
cf. *Coturnix coturnix* (перепел)			1
Lota lota (налим)		1	
Gastropoda (брюхоногий моллюск)	1		

Список литературы

1. *Артемьев Е.В., Дроздов Н.И., Макулов В.И.* Основные этапы археологического изучения стоянки Афонтова гора II // Известия ИГУ. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». 2013. № 2 (3). С. 58–71.

2. *Ауэрбах Н.К., Сосновский Г.П., Грязнов М.П., Гаммерман А.Ф., Тугаринов А.Я., Громов В.И.* Палеолитическая стоянка Афонтова Гора II // Труды КПИЧП. Т. I. 1932. С. 43–184.

3. *Громов В.И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 64. Геол. сер. № 17. 1948. 522 с.

4. *Деревянко А.П., Славинский В.С., Цыбанков А.А.* и др. Археологические комплексы позднего палеолита стоянки Афонтова Гора II (по материалам раскопок 2014 года) // Stratum plus. Археология и культурная антропология. 2017. № 1. С. 175–199.

5. *Клевезаль Г.А.* Принципы и методы определения возраста млекопитающих. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. 283 с.

МИКРОВОДОРОСЛИ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

MICROALGAE IN PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS ICE CONDITIONS OF THE LAPTEV SEA

Т.С. Клювиткина, Е.И. Полякова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
t.klyuvitkina@mail.ru

T.S. Klyuvitkina, Ye.I. Polyakova

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Во время максимума последнего оледенения шельф моря Лаптевых был осушен и свободен от покровных ледников [Svendsen et al., 2004]. Основные этапы изменений уровня моря и седиментационных обстановок на шельфе и континентальном склоне в ходе постгляциальной трансгрессии уже реконструированы благодаря, в первую очередь, детальному радиоуглеродному датированию, а также комплексным литолого-геохимическим исследованиям грунтовых колонок [Bauch et al., 2001, и др.]. Для реконструкций основных параметров водных масс используются микропалеонтологические методы (анализ диатомей, водных палиноморф, фораминифер, остракод). Они позволяют устанавливать изменения палеосолености, температурного режима, распределения водных масс на шельфе и континентальном склоне, а также реконструировать характер и продолжительность ледового покрова [Bauch, Polyakova, 2003; Polyakova et al., 2005; Taldenkova et al., 2012; Клювиткина, Баух, 2006, и др.]. Однако использование данных методов требует выполнения методических работ по изучению микрофоссилий в поверхностных осадках и выявлению особенностей формирования ассоциаций в зависимости от современных ледово-гидрологических условий.

Здесь представлены результаты изучения возможностей реконструкции ледовых условий с помощью анализа ассоциаций диатомовых водорослей и водных палиноморф в осадках шельфа. Эти микроорганизмы составляют один из основных источников первичной продукции в арктических морях, а их широкое использование в палеореконструкциях определяется большим видовым разнообразием и строгой приуроченностью видов к условиям обитания [Полякова, 1997].

В основу сообщения положены результаты исследований проб поверхностных осадков моря Лаптевых, отобранных в ходе совместной российско-германской экспедиции в Арктику в 2007 г., а также опубликованные ранее первые результаты изучения диатомей и водных палиноморф, полученных в ходе российско-германских экспедиций TRANSDRIFT в 1997–1999 гг. [Kunz-Pirrung, 1998; Cremer, 1999]. Техническая обработка образцов для целей анализа водных палиноморф проводилась по общепринятой методике с использованием соляной (HCl) и фтористоводородной (HF) кислот для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц. В образец добавлялись таблетки, содержащие споры *Lycopodium* [Stockmarr, 1971]. Для удаления пелитовых частиц осадок фильтровался через сито с диаметром пор 7–10 мкм. Анализ препаратов проводился с увеличением 400× и 1000× и идентификацией в каждом образце как минимум 100 цист динофлагеллат.

Море Лаптевых играет ключевую роль в формировании ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана. В настоящее время ежегодно более половины пресных вод и льдов поступает в океан с сибирского шельфа Евразии, обеспечивая стабильность стратификации приповерхностных вод и ледового покрова. Ледообразование зимой происходит в полынье, существование которой определяется особенностями гидродинамики и атмосферной циркуляции региона [Захаров, 1996; Pfirman et al., 1997]. Кроме того, это очаг осолонения морских вод при ледообразовании, соленость в полынье может превышать не только среднюю соленость моря, но и среднюю океаническую [Гуков, 1999]. Активность вертикальной циркуляции вод в полынье, высокие концентрации биогенных веществ и отсутствие ледового покрова определяют высокую продуктивность фитопланктона [Matthiessen et al., 2005; Polyakova et al., 2014]. Севернее полыньи расположена область дрейфующих на северо-запад льдов. В большинстве случаев в течение года преобладает вынос льдов из моря Лаптевых в Центральный Арктический бассейн благо-

даря течениям и атмосферной циркуляции [Захаров, 1996; Pfirman et al., 1997].

В поверхностных осадках моря Лаптевых установлено более 300 видов и внутривидовых таксонов диатомей [Cremer, 1999]. Из них более 200 идентифицированы как пресноводные (речные, озерно-болотные виды), поступающие в прибрежные районы моря с речным стоком. Большая часть видов были встречены в виде единичных створок, и лишь планктонные речные виды рода *Aulacoseira* отмечены с высокими показателями обилия.

Общая численность створок диатомей в осадках варьирует в широких пределах (от 0.1 до 6 млн створок/г) и зависит от скоростей аккумуляции осадков и нестабильности шельфового гидрологического режима [Cremer, 1999]. Наиболее богаты по численности и видовому разнообразию ассоциации диатомей из приустьевой провинции, т.е. зоне маргинального фильтра р. Лены. В составе группы морских и солоноватоводно-морских диатомей доминируют типичные холодноводные арктобореальные виды из родов *Chaetoceros* и *Thalassiosira,* а также ледово-морские виды диатомей (*Fossula arctica, Fragilariopsis oceanica, F.cylindrus, Melosira arctica*).

Содержание ледово-морских видов в составе диатомовых ассоциаций последовательно возрастает к северу, достигая максимума на континентальном склоне (>50%). В южных прибрежных районах, расположенных в области формирования припайных льдов, ледово-морские виды не были встречены на некоторых станциях, и в целом, их суммарное содержание редко превышало 3–4%. Скачкообразное повышение (>10–20%) относительного содержания ледово-морских диатомей приурочено к среднему межгодовому положению полыньи, что хорошо согласуется с данными по Карскому морю [Полякова и др., 2009].

Установленные в поверхностных осадках моря Лаптевых водные палиноморфы включают цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, а также органические остатки скелетов фораминифер. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Их концентрации варьируют от 3 до 4000 цист/г, а зеленых водорослей – от 7 до 3800 экз./г [Kunz-Pirrung, 1998]. Благодаря обильному речному стоку, количество диноцист в прибрежных юго-восточных районах моря Лаптевых, находящихся под влиянием стока рек Лена и Яна, сравнительно невелико, а преобладают зеленые водоросли. В северной, наиболее удаленной от устьев рек части моря Лаптевых в поверхностных осадках, напротив, преобладают цисты динофлагеллат (более 50%), а количество пресноводных водорослей резко сокращается [Kunz-Pirrung, 1998].

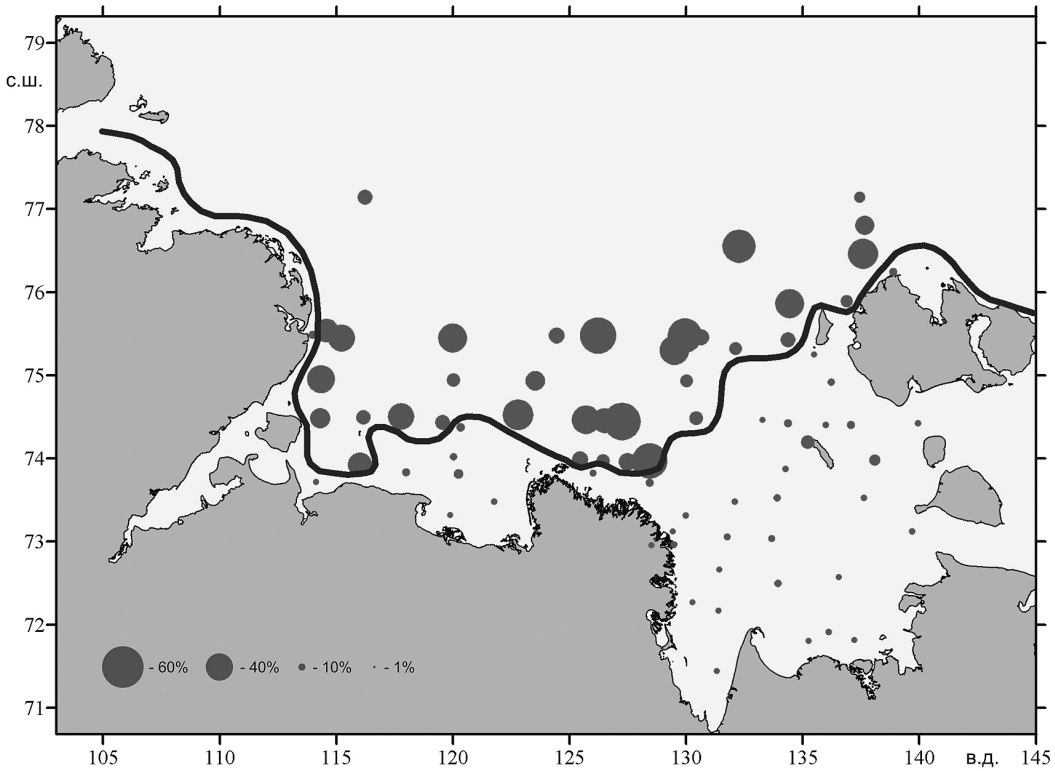


Рис. 1. Процентное содержание ледово-морских диатомей в поверхностных осадках моря Лаптевых [Полякова и др., 2009]. Линией показано среднее межгодовое положение стационарной полыньи

Выявлено, что увеличение концентраций цист гетеротрофных видов (главным образом, видов *Islandinium minutum, I. cezare* и *Echinidinium karaense*) совпадает с межгодовой позицией полыньи. Кроме того, в качестве индикатора ледового покрова в Арктике в последние годы используется вид *Polarella glacialis*, обитающий на нижней поверхности льда и способный образовывать цисты [Montresor et al., 2003]. Согласно полученным результатам, цисты *Polarella glacialis* и *Islandinium* sp. в поверхностных осадках моря Лаптевых имеют сходное распределение. Также установлено, что присутствие в поверхностных донных осадках живых цист динофлагеллат (*Islandinium minutum, I. cezare* и цист *Polykrikos* sp.) отражает вертикальные потоки диноцист и процессы их аккумуляции в районе полыньи и указывает на активную вегетацию динофлагеллат в поверхностном слое вод. На глубине моря 10–30 м (что соответствует средним глубинам моря в районе полыньи) содержание живых цист в изученных осадках достигает максимальных значений, а на глубинах более 30 м снижается. Таким образом, содержание живых диноцист, возможно, может служить маркером среднегодового положения полыньи в море Лаптевых.

Таким образом, исследования диатомей и водных палиноморф в поверхностных донных осадках моря Лаптевых позволили выявить основные особенности формирования ассоциаций микроводорослей и их связь с современными ледово-гидрологическими процессами на шельфе.

Список литературы

1. *Гуков А.Ю.* Экосистема Сибирской полыньи. М.: Научный мир, 1999. 334 с.

2. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.

3. *Клювиткина Т.С., Баух Х.А.* Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46. № 6. С. 911–921.

4. *Полякова Е.И.* Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.

5. *Полякова Е.И., Кассенс Х., Штайн Р., Баух Х.* Диатомеи сибирских морей Арктики как индикаторы постгляциальных изменений речного стока, ледово-гидрологического режима и седиментационных обстановок на шельфе // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: Современное состояние и история развития. М.: Изд. МГУ, 2009. С. 71–121.

6. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E.* et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global Planetary Change. 2001. № 31. P. 125–139.

7. *Bauch H.A., Polyakova Ye.I.* Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // Paleoceanography. 2003. № 18(2). P. 501–510.

8. *Cremer H.* Distribution patterns of diatom surface sediment assemblages in the Laptev Sea (Arctic Ocean) // Marine Micropaleontology. 1999. Vol. 38. P. 39–67.

9. *Kunz-Pirrung M.* Aquatic palynomorphs: Reconstruction of Holocene sea-surface water masses in the eastern Laptev Sea // Berichte zur Polarforschung. 1998. Vol. 281. 117 p.

10. *Matthiessen J., de Vernal A., Head M.* et al. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // Palaeontologische Zietschrift. 2005. Vol. 79/1. P. 3–51.

11. *Montresor M., Lovejoy C., Orsini L.* et al. Bipolar distribution of the cyst-forming dinoflagellate *Polarella glacialis* // Polar Biology. 2003. V. 26. P. 186–194. Doi: 10.1007/s00300-002-0473-9

12. *Pfirman S.L., Colony R., Nurnberg D.,* et al. Reconstructing the origin and trajectory of drifting Arctic seas ice // Journal of Geophysical Research. 1997. Vol. 102 (12). P. 12575–12586.

13. *Polyakova Ye., Kryukova I., Klyuvitkina T.* et al. Living and fossil microalgae from the Eurasian Arctic Seas as indicators of modern and past environmental changes // Nova Acta Leopoldina. 2014. NF 117, Nr. 399. P. 181–184.

14. *Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S.* Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Global and Planetary Change. 2005. № 48. P. 208–222.

15. *Stockmarr J.* Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen and Spores. 1971. V. 13. P. 616–621.

16. *Svendsen J., Alexanderson H., Astakhov V.* et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. № 23. P. 1229–1271.

17. *Taldenkova E.E., Bauch H.A., Stepanova A.A.* et al. Benthic and planktic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // Marine Micropaleontology. 2012. Vol. 96–97. P. 13–28.

ЗНАЧЕНИЕ ФЕНОМЕНА ЛЕДНИКОВЫХ ПУЛЬСАЦИЙ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ЭВОЛЮЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

THE ROLE OF THE SURGE GLACIER PHENOMENON IN THE RECONSTRUCTION OF THE QUATERNARY GLACIATION EVOLUTION

О.В. Кокин[1], А.В. Кириллова[2]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
osip_kokin@mail.ru
[2] Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, Россия

O.V. Kokin[1], A.V. Kirillova[2]

[1] M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] N.N. Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia

Понятие феномена ледниковых пульсаций относительно молодое – оно появилось лишь в 1960-х гг. [Harrison, 1994; Казанский, 1965]. Суть его заключается в том, что на фоне общей деградации оледенения могут происходить периодически внезапные, быстрые и резкие изменения скорости движения льда, вызывающие подвижки фронта ледников и увеличение их площади, но не за счет увеличения объема, а за счет уменьшения мощности в области аккумуляции в результате перераспределения льда [Harrison, 1994; Казанский, 1965; Кокин, 2011; Кириллова, Кокин, 2016]. Изучение пульсаций проводилось и ведется в основном на современных ледниках. В настоящее время известно, что пульсирующие ледники широко распространены в районах современного оледенения [Долгушин, Осипова, 1982], значит этот феномен мог наблюдаться и в прошлом.

В свете реконструкции эволюции четвертичного оледенения ледниковые пульсации интересны тем, что они обусловлены, в первую очередь, не климатическими факторами, а внутриледниковыми процессами [Войтковский, 1999]. Таким образом, краевые образования, сформированные пульсирующими ледниками, не всегда могут свидетельствовать о климатических изменениях [Кокин, 2010]. Поэтому использование данных о положении фронта ледников (конечные морены) в качестве индикатора климатических изменений может быть осложнено.

Некоторыми исследователями уже поднимались вопросы о возможных ледниковых пульсациях (серджах) прошлого и даже предприняты попытки их реконструкций для Лаврентийского, Скандинавского и Восточно-Европейского ледниковых покровов [Prest, 1970; Гросвальд, 1974; Гросвальд, Лавров, Потапенко, 1974; Серебрянный, 1974; Лаврушин, 1976; Clayton, Teller, Attig, 1985; Каплянская, Тарноградский, 1993; Evans, Rea, 1999]. Однако из-за того, что признаки ледниковых палеопульсаций (в отличие от современных) до сих пор не выработаны, такие реконструкции носят единичный характер. Основными критериями идентификации пульсирующего поведения современных ледников, являются характерные признаки поверхности льда (петли срединных морен, необычно интенсивная трещиноватость и т.д.), а также резкие изменения положения фронта ледников, выявленные в результате дистанционного мониторинга или по данным натурных наблюдений [Долгушин, Осипова, 1982]. Такие признаки не могут быть использованы при реконструкциях палеопульсаций, единственными свидетельствами которых могут быть рельеф и отложения, сформированные ими. Иными словами необходимы надежные геолого-геоморфологические признаки ледниковых пульсаций, которые можно было бы использовать в палеогеографических реконструкциях.

Зарубежные исследователи предлагают использовать формы-индикаторы (морены напора, гряды трещинных экструзий, зигзагообразные озы, флютинг-морена, «хамокки-морейн»), которые бы свидетельствовали о пульсирующем характере ледников [Evans, Rea, 1999]. Однако главный недостаток такого подхода заключается в том, что значительная часть рассмотренных форм рельефа встречается и у края непульсирующих ледников, а наиболее вероятные геолого-геоморфологические индикаторы пульсирующих ледников (зигзагообразные озы, муравьиные кучи) весьма недолговечны [Кокин, 2011].

В ходе изучения строения краевых зон ледников Альдегонда и Гренфьорд (Зап. Шпицберген), которые в настоящее время не считаются пульсирующими, был предложен иной подход выявления

палеопульсации по геоморфологическим данным, с помощью которого доказывается пульсирующий характер рассмотренных ледников в малом ледниковом периоде [Кокин, 2010; Кокин, 2011; Мавлюдов, Кокин, 2008; Кокин, Кириллова, 2017]. Данный подход основывается на анализе форм рельефа, несущих информацию о максимальных пределах распространения, направлении движения и хода деградации льда, и исходит из представлений о характере движения льда пульсирующего ледника в его различные динамические фазы (подвижки и стабилизации). В настоящее время этот подход проверяется на современных пульсирующих ледниках [Кириллова, Кокин, 2016].

Было выдвинуто предположение о вероятном большем количестве пульсирующих ледников на Шпицбергене в малый ледниковый период по сравнению с настоящим временем. Оно хорошо согласуется с результатами, приведенными в работе [Dowdeswell, Hodgkins, Nuttall, Hagen, Hamilton, 1995] и основанными на статистике количества известных ледниковых пульсаций на Шпицбергене по годам, которые в течение 20 века последовательно убывают. Таким образом, вероятность ледниковых пульсаций увеличивается с улучшением снегового питания ледников. В ходе деградации оледенения у некоторых ледников условия питания ухудшаются настолько, что они становятся не способными к новым пульсациям.

С другой стороны, несмотря на то, что до сих пор окончательно не выяснены причины и процессы, обусловливающие пульсирующее поведение ледников, считается, что большую роль в спусковом механизме пульсаций играют талые воды внутри и под ледником [Мавлюдов, 2006], т.е. процессы, связанные в первую очередь не со снеговым питанием ледников, а с их таянием. Кроме того, существует предположение, что ледниковые пульсации активизируются в ходе деградации оледенения [Гросвальд, 1974].

В процессе увязывания последних двух фактов (о тесной связи ледниковых пульсаций со снеговым питанием и талыми водами) мы приходим к новому предположению: феномен ледниковых пульсаций характерен переходному этапу между оледенением и дегляциацией, когда снегового питания еще достаточно для накопления льда, но уже достаточно активно идет таяние. В таком случае наличие или отсутствие пульсирующих ледников в конкретных районах современного оледенения можно объяснить их нахождением на разных этапах эволюции оледенения. Кроме того, встает вопрос, существует ли деление ледников на пульсирующие и «нормальные»? Возможность перехода ледниковв ходе их эволюции от пульсирующего поведения к «нормальному» сейчас уже очевидна. Однако возможны ли такие условия, когда любой «нормальный» ледник может стать пульсирующим? Если это так, то тогда нет пульсирующих и «нормальных» ледников, а есть лишь этапы эволюции ледника, на которых возникают условия, способствующие проявлению ледниковых пульсаций. Данное предположение требует дальнейшей проверки и уточнения в первую очередь с помощью изучения геолого-геоморфологической деятельности современных пульсирующих ледников, их эволюции в прошлом, а также поиска геолого-геоморфологических свидетельств палеопульсаций у ледников, не считающихся сейчас пульсирующими, и в районах древнего оледенения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00274мол_а.

Список литературы

1. *Harrison A.E.* Ice surges on the Muldrow Glacier, Alaska // J. of Glaciology, 1964. Vol. 5. Iss. 39. P. 365–368.

2. *Казанский А.Б.* Результаты обследования области питания ледника Медвежьего // Геофиз. бюл., 1965. № 15. С. 52–60.

3. *Кокин О.В.* Геолого-геоморфологическая деятельность пульсирующих ледников // Вестник Московского университета. Сер. геогр., 2011. № 1. С. 22–27.

4. *Кириллова А.В., Кокин О.В.* Рельефообразование в ходе активной фазы современных ледниковых пульсаций на Западном Шпицбергене (на примере ледника Комфортлесс) // Теория и методы современной геоморфологии: Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Симферополь, 2016. Т. 2. С. 373–377.

5. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 192 с.

6. *Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 255 с.

7. *Кокин О.В.* Пульсирующие ледники и гляциальная геоморфология // Материалы Всероссийской конференции «Теория геоморфологии и ее приложение в региональных и глобальных исследованиях» (Чтения памяти Н.А. Флоренсова). Иркутск, 2010. С. 96–97.

8. *Prest V.K.* Quaternary geology of Canada // Geology and Economic Minerals of Canada. Geol. Surv. Can. Econ. Geol. Rept. 1, 5th ed. Ottawa, 1970. P. 675–765.

9. *Гросвальд М.Г.* О вероятной роли катастрофических разливов ледников (серджей) в разрастании и деградации ледниковых покровов прошлого // Материалы гляциологических исследований, 1974. Вып. 24. С. 164–169.

10. *Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Ледниковая стадия Мархида-Вельт: двойной сердж Баренцева ледникового щита? // Материалы гляциологических исследований, 1974. Вып. 24. С. 173–187.

11. *Серебрянный Л.Р.* Вероятные следы ледниковых пульсаций на равнинах средней полосы Европы в позднем плейстоцене // Материалы гляциологических исследований, 1974. Вып. 24. С. 169–173.

12. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Тр. ГИНАН СССР, 1976. Вып. 288. 240 с.

13. *Clayton L., Teller J.T., Attig J.W.Jr.* Surging of the southwestern part of the Laurentide ice sheet // Boreas, 1985. Vol. 14 (3). P. 235–241.

14. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Гляциальная геология. СПб.: Недра, 1993. 328 с.

15. *Evans D.J.A., Rea B.R.* Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach // nnals of Glaciology, 1999. Vol. 28. P. 75–82.

16. *Кокин О.В.* Рельеф и отложения краевых зон ледников Западного Шпицбергена (на примере ледников Гренфьорд и Альдегонда): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 2010. 24 с.

17. *Кокин О.В.* Геоморфологический анализ при реконструкции палеопульсаций горно-долинных ледников // Всероссийская научная конференция «Рельеф и Экзогенные процесс гор», посвященная 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Льва Николаевича Ивановского. Иркутск, 2011. С. 25–26.

18. *Мавлюдов Б.Р., Кокин О.В.* Был ли ледник Альдегонда (Западный Шпицберген) пульсирующим? // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. М.: ГЕОС, 2008. Вып. 8. С. 222–226.

19. *Кокин О.В., Кириллова А.В.* Реконструкция динамики ледника Гренфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // Лед и снег, 2017. Т. 57, № 2. С. 241–252.

20. *Dowdeswell J.A., Hodgkins R., Nuttall A.M., Hagen J.O., Hamilton G.S.* Mass-balance change as a control on the frequency and occurrence of glacier surges in Svalbard, Norwegian high arctic // Geophys. Res. Let., 1995. V. 22. P. 2909–2912.

21. *Мавлюдов Б.Р.* Внутренние дренажные системы ледников. М.: Институт географии РАН, 2006. 396 с.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ РУБЕЖ В СТРУКТУРИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ, ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ И ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА

NEOPLEISTOCEN-HOLOCENE ABROAD IN THE STRUCTURING OF THE CONTINENTAL CRUST, ITS GEOLOGICAL INDICATORS AND POSSIBLE NATURE

А.А. Коковкин

Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина
kokovkin@itig.as.khb.ru

A.A. Kokovkin

Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS named after Yu. Kosygin

Исходная информация по этому рубежу получена в ходе изучения геологической структуры Востока Азии – области взаимодействия Альпийско-Гималайского (АГПП) и Тихоокеанского (ТОПП) подвижных поясов. Дополнительным и весьма ощутимым толчком к его исследованию послужило знакомство с геологией Среднего Поволжья и Намибии (юго-запад Африки).

Структура *Востока Азии* изучается автором с 1974 года – от Монгольской Гоби до окраины континента [Коковкин, 2016]. Для нее составлена система акцентированных на новейший (эоцен-голоценовый) этап, взаимоувязанных моделей – от региональных (М 1:15 000 000–1:2 500 000) до средне- и крупномасштабных. Моделирование выполнено на эволюционной, междисциплинарной

основе, с изучением тектоники, сейсмотектоники, гидродинамики, гидротермального метасоматоза, экзогенного эпигенеза и металлогении. В качестве базисной модели для этих и других построений используется *модель волновой нелинейной геодинамики*, разрабатываемая на принципах и подходах синергетики.

Рассматриваемая область структурировалась разломными системами АГПП и ТОПП, развивающимися в знакопеременно-сдвиговом режиме, под влиянием трехстороннего пульсационного пресса двух кратонов (Сибирского и Китайского) и Тихоокеанского суперплюма, определяемого, в свою очередь, пульсациями глобального уровня. В голоцене действие этого пресса было дополнено движением к северу Индийской и Филиппинской плит. *Голоценовая* фаза развития области отмечена вспышкой орогенеза. Выражена она горными сооружениями Памира, Гиндукуша Гималаев, Алтая, Монгольского Алтая, Становика, Сихотэ-Алиня и др. Сдвиговыми системами этих современных орогенов деформированы осадки локализованных в них новейших инверсионных впадин и, в том числе, осадки четвертичного возраста. Развитие разломов сопровождается формированием в них открытых полостей – современных аналогов этих впадин. В разломных зонах Сунляо-Амуро-Зейского и Амуро-Ханкайского рифтогенов в голоцене развиваются внутренние инверсионные поднятия, прорвавшие их осадочный чехол, нередко с выходом на поверхность.

Активность голоценового орогенеза подчеркнута характером сейсмичности Востока Азии – она отчетливо конформна ее новейшей (голоценовой) структуре. Начало голоцена отмечено здесь мощными землетрясениями с магнитудой более 10. Их следы фиксируются сейсмодислокациями (СД) весьма разнообразной морфологии. Эти СД наложенные, в том числе, на культурные слои начального неолита и основание голоценового почвенного слоя, уверенно датируются возрастом около 9000 лет.

Структура *Среднего Поволжья*, расположенная в центре АГПП, на восточном борту Прикаспийской впадины изучалась в 2015–2016 гг. в экспедициях «Гагаринского Плавучего Университета», в интервале гг. Камышин – Ульяновск. Во время экспедиций автор занимался изучением проявлений новейшей тектоники, сейсмотектоники и новейшего эпигенеза, исключительно ярко представленных на правобережном уступе Волги (далее просто Уступ). Его абразионная структура с цепью свежих обнажений, высотой до 50 м сложена, в основном, рыхлыми и слабо литифицированными осадками мела и палеоцена. На Жигулевском поднятии нижняя часть вскрытого Уступом разреза дополнена отложениями юры, перми и карбона. На нижних ступенях Уступа повсеместно встречаются реликты красноцветных неоплейстоценовых осадков и осадков врезанных в них раннеголоценовых палеоврезов. По результатам этих работ составлена комплексная эволюционная модель новейшей структуры Среднего Поволжья.

Здесь с олигоцена до настоящего времени формируется субмеридиональный Правобережный свод (ПС), трансформирующий западный борт Прикаспийской впадины. В неоплейстоцене он ограничил распространение Хвалынской трансгрессии к северо-западу. Синхронно с ПС формировалась структура широтного Жигулевского свода (ЖС), особенно активно проявившего себя в голоцене, во время активизации орогенеза в Альпийско-Гималайском поясе. ЖС контролируется одноименной субширотной системой разломов АГПП. *Голоценовая активизация* выражена на Уступе дислокациями, наложенными на красноцветы хвалыни и раннеголоценовые палеоврезы.

Верхняя часть Уступа на всем исследованном, почти 800-километровом, протяжении насыщена *голоценовыми сейсмодислокациями*. Образование наиболее крупных СД сопровождалось здесь активизацией глубинного флюидопотока, с выбросом карбонатных растворов на раннеголоценовую палеоповерхность и развитием локальных очагов поверхностной карбонатизации. Все эти сейсмодислокации наложены, в том числе, на предголоценовую поверхность выравнивания и на основание голоценового почвенного слоя. Судя по всему, и здесь, как и на Востоке Азии, в начале голоцена также прошла волна мощного (M > 10) землетрясения или серии землетрясений.

Окраинно-континентальная структура (ОКС) Намибии [Коковкин, 2014]. Здесь автором проведено около 10 000 км рекогносцировочных маршрутов с непрерывными наблюдениями. По их результатам подготовлена междисциплинарная модель новейшего этапа развития ее структуры, с характеристикой ее тектоники и дефляционной эрозии, уранового рудогенеза, дюнообразования, с исследованием феноменов ее «калькреты» и астроблем. На территории Намибии находится самый крупный на Земле метеорит Хоба (60 т), а с ареала метеоритного «дождя» Гибеон собрана самая крупная (15 т) коллекция (других) метеоритов. В дополнение к имеющимся на юго-западе Африки астроблемам Ротер Камм, Вредефорт и Швайнг, автором выделено здесь 5 новых астроблем диаметром до 150 км. Их кольцевые деформационные структуры с характерными «столовыми» горами взломали неоплейстоценовую поверхность выравнивания. Следует отметить, что практически все известные астроблемы Земли (их не долее 200) столь же контрастно выражены в современном рельефе. Это является прямым свидетельством их *голоценового* возрас-

та. У более древних астроблем не было шансов сохраниться в условиях масштабных поверхностных эрозионных процессов и химического выветривания. На поверхности «небольшой» Луны, где эти процессы не развиты, плотность хорошо сохранившихся разновременных кратеров-астроблем на несколько порядков выше. Судя по всему, в начале голоцена Земля подверглась воздействию достаточно мощного потока астероидов. Концентрированная бомбардировка юго-запада Африки астероидами и метеоритами связана, вероятно, с неоднородностью их распределения в этом потоке. Структура Намибии в голоцене (после бомбардировки астероидами) резко изменила ход своего развития. Здесь резко усилился орогенез, ее рифтогены были выведены из седиментации, масштабное развитие получила дефляция с формированием дюнных массивов. Вполне правомерно предположить, что бомбардировка этим потоком астероидов стала причиной активизации орогенеза также и на других континентах. Вся Земля после этого события резко изменила режим своего развития. Это отразилось на развитии ее современной сейсмогеодинамики, вулканизма, гидросферы, атмосферы и климата, определив изменчивость среды обитания Человека. И именно с рубежа неоплейстоцен-голоцен человеческое сообщество, собственно, и начало свое ускоренное развитие, необычно быстрое для «медленно» текущего геологического времени. Обозначенный здесь рубеж с последовавшей за ним чередой событий, запрессованных в геологическое мгновение голоцена, выглядят феноменами и требуют соответствующего, не совсем традиционного, подхода к их изучению.

Список литературы

1. *Коковкин А.А.* Волновая модель структурирования континентальной коры Востока Азии (на пути к парадигме волновой нелинейной геодинамики) // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. М-лы XLVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2016. С. 248-252. ISBN 978-5-89118-715-3.

2. *Коковкин А.А.* Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. Саратов: Приволжская книжная палата, 2014. 188 с. ISBN 978-5-9905584-9-6.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КВАРТЕРА ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ)

LITHOLOGICAL-STRATIGRAPHIC AND PALEOGEOGRAPHIC ANALYSIS OF THE SEDIMENTARY STRATA IN THE TUNKA DEPRESSION DURING THE QUATERNARY (BAIKAL RIFT)

***В.Л. Коломиец*[1, 2]**

[1] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
[2] Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия
kolom@gin.bscnet.ru

V.L. Kolomiets

[1] Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia
[2] Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Тункинская система впадин (юго-западная часть Байкальского рифта) представлена шестью отдельными, слегка овальными в плане котловинами – Мондинской, Хойтогольской, Туранской, Тункинской, Торской и Быстринской, отделенными друг от друга цокольными горными перемычками. В геологическом плане наиболее интересна собственно Тункинская депрессия, соответствующая

максимальному расширению всей структуры и занимающая центральное положение. Днище котловины состоит из: а) пологонаклонных предгорных волнообразных пролювиальных равнин, развитых вдоль подножий хребтов Тункинские Гольцы и Хамар-Дабан, б) аллювиального комплекса р. Иркут (пойма и надпойменные террасы), а также в) куполообразного песчаного массива Бадар с окружающими его с востока и запада заболоченными низинами с группами небольших озер и озеровидными расширениями речных русел.

Отложения неоплейстоценового террасового комплекса р. Иркут характеризуются широким разнообразием литологического спектра – от крупных алевритов (средневзвешенный размер частиц, x = 0.04 мм) до крупных галечников (x = 53.4) с общим доминированием мелко- (x = 0.2) и среднезернистых (x = 0.3) песков. Набор текстурно-структурных признаков (преобладание горизонтальной и косой слоистости, хорошая сортированность осадков, небольшая асимметрия распределения в сторону крупных частиц), безусловно, свидетельствует об аквальном генезисе осадочных толщ. Подтверждением этому являются показатели коэффициента вариации, принадлежащие полю значений от 0,4 до 2,0, что соответствует двум основным обстановкам седиментогенеза – комплексным озерно-аллювиальным и турбулентным речным с колебаниями водности по сезонам года. Положительные параметры эксцесса устанавливают равновесный баланс вещества в системе «разрушение – транзит – аккумуляция» во всем временном отрезке ее существования и, в целом, относительно устойчивый тектонический режим.

Преобладающий средневзвешенный размер частиц (x < 1.0) определяет переходный тип между турбулентным и ламинарным режимами осаждения. Исходя из высокого суммарного процента песчаных фракций (до 90%) и диапазона зерен, отложение происходило в прибрежной полосе акватории озерных проточных водоемов. Впадающие в озера реки (ввиду подпора) имели малые уклоны палеорусел (в среднем от 1 до 5 м/км), в меженный период скорость течения их была относительно небольшой (0.4–0.6 м/с). Максимальные глубины достигали на перекатах 1 м. По значениям числа Фруда (Fr = 0.05–0.2) данные водотоки имели равнинный, а также полугорный режим с развитыми аккумулятивными формами палеорусел. Вместе с тем, для песчаных толщ характерно также некоторое количество тонкозернистых песков и алевритов (x = 0.04–0.06) с неотчетливой горизонтальной слоистостью, накопление которых могло осуществляться в стационарной среде с субламинарным режимом осаждения при критических минимальных скоростях движения наносов (0.26 м/с) в относительно более глубокой части (10–12 м) озерного водоема.

Таким образом, по фациально-генетической сущности отложения относятся к водному парагенетическому ряду: 1) русловым и пойменным фациям речной макрофации, формировавшимся в умеренно турбулентных однонаправленных потоках со значительной длиной сальтационной транспортировки и 2) озерным пескам области слабой волновой переработки и ламинарно-слаботурбулентного придонного течения с переносом во взвешенном состоянии (береговые и прибрежные фации лимнической макрофации).

Песчаный массив Бадар расположен в центральной части Тункинской депрессии и состоит из субгоризонтальных тонкослоистых мелкозернистых (x = 0.12–0.2) и средне-мелкозернистых (x = 0.23–0.35) псаммитов с немногочисленными линзовидными прослоями крупно-грубозернистого песка и мелкого гравия. Параметры коэффициента изменчивости осадков (ν = 0.27–0.90) диагностируют аквальный гетерогенный характер бассейна седиментации – от чисто лимнических объектов через смешанный озерно-аллювиальный характер до поля однонаправленных стационарных потоков с вариациями водности по временам года. Чтобы изучаемые размерности осадков лишились состояния равновесия и получили необходимый энергетический заряд для влекомого или суспензионного перемещения водным потоком, минимальные значения срывающих скоростей должны были составлять 0.27–0.35 м/с. При уменьшении этих показателей до 0.17–0.21 м/с поток терял свою транспортирующую силу и частицы переходили в осадок. Столь необходимая и значимая для транзита обломочного материала высота водного столба изменялась от 0.3–1.1 м – в маловодный до 0.9–2.2 м – в половодный периоды на момент полного заполнения русла водой. Ширина потоков варьировала в пределах – от 6 до 36 м. Поверхностные скорости течения потоков были равны 0.3–0.45 м/с, продольные уклоны палеорусел составляли 0.2–0.4 м/км. Для разреза характерно также наличие полого-косой слоистости, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина (β > 0.2). Дно представляло собой мобильный мелкогрядовый ландшафт. Учитывая зависимость между высотой гряд и показателем порядка потока на номограмме Ржаницына, такие русла соответствовали VI-VII порядку, что совпадает с современным порядком р. Иркут. Значения числа Лохтина свидетельствуют о придельтовых условиях. Коэффициент шероховатости описывает подобные потоки как естественные постоянные русла равнинного типа в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды. Равнинный тип русла подтверждается и числом Фруда (Fr < 0.1).

Все приведенные выше аргументы позволяют утверждать о накоплении песчаного массива Бадар в условиях подводной дельты палеореки, впадающей в мелководный проточный озерный водоем. Осадочный материал доставлялся крупным потоком, разделенным на рукава, порядок которого был близок к порядку современного Иркута.

Спорово-пыльцевой спектр, полученный из основания массива, характеризует условия его накопления в финале раннего – начале среднего неоплейстоцена. В этот период здесь произрастали сосново-березовые леса с темнохвойными породами (*Tsuga* sp., Taxodiaceae) и небольшими примесями *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Среди травянистой растительности подлеска доминируют мезофиты (Cyperaceae, Liliaceae), присутствуют Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Convolvulaceae. Общую картину леса дополняют Polypodiaceae, *Botrychium* sp., *Selaginella* sp., *Sphagnum* sp. Климат был умеренно-теплым и умеренно-влажным.

Подтверждением существования в Тункинских впадинах озерных водоемов являются находки остатков спонгио- и малакофауны [Мартинсон, 1948; Логачев, 1958]. Моллюски: *Pisidium casertanum* var. *boreale* Cless., *P. amnicum* Müll., *Sphaerium corneum* var. *ssorense* W. Dyb., *Gyraulus laevis* Alder, *G. gredlevi* Gredl., *Succinea oblonga* Drap., *Valvata sibirica* Midd., *Radix ovata* Drap., а также губки семейства Spongillidae – *Spongilla lacustris* L., *S. fragilis* Leidy, *Ephydatia fluviatilis* L. обитали в мелководных проточных озерах. Отсутствие эндемиков, в частности байкальских губок из семейства Lubomirskiidae, которые характерны для более древних отложений, указывает на полную потерю прямой генетической связи этого озера в неоплейстоцене с оз. Байкал.

Список литературы

1. *Мартинсон Г.Г.* Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Доклады АН СССР. 1948. Т. 61. № 5. С. 897–900.

2. *Логачев Н.А.* О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Известия Сибирского отделения Академии наук. Геология и геофизика. 1958. Вып. 1. С. 84–95.

ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ-ДЖИДИНСКОЙ ВПАДИНЫ: ЛИТОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ)

SEDIMENTARY STRATA OF THE TERRACE COMPLEX IN THE UST'-DZHIDA BASIN: LITHOLOGY, GENESIS AND PALEOGEOGRAPHY (TRANSBAIKALIAN SIBERIA)

В.Л. Коломиец[1,2], Р.Ц. Будаев[1]

[1] Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
kolom@gin.bscnet.ru
[2] Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

V.L. Kolomiets[1,2], R.Ts. Budaev[1]

[1] Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia
[2] Buryat State University, Ulan-Ude, Russia

Усть-Джидинская впадина охватывает нижнее течение р. Джида и Дырестуйско-Убур-Дзакойское структурное понижение на правом берегу р. Селенга. Долина р. Джида (левый крупный приток р. Селенга) субширотного простирания имеет протяженность 550–570 км и с юга ограничена северным макросклоном Джидинского хребта, с севера – южными макросклонами хребтов Хангарул и Малый Хамар-Дабан.

Террасовый комплекс долины Джиды в низовье представлен надпойменными террасами высотой 10–12 и 22–24 м. 10–12-метровая терраса вскрыта в береговом уступе на левобережье (разрез «Нюгуй-1» глубиной 11.5 м). Разрез имеет сложное

строение – это перемежающиеся сверху и в основании разреза (интервалы 0.80–3.55 и 7.0–11.5 м) слои разнозернистых карбонатизированных песков различной текстуры, содержащих включения мелкощебнисто-галечного материала в виде прослоев и линз. Пески сменяются щебнисто-галечными и мелковалунно-галечными отложениями на интервале 3.55–7.00 м. В верхней части террасы (глубина 3.20–3.55 м) встречены псевдоморфозы по ледяным клиньям.

Осадки речного происхождения залегают на интервалах 1.60–3.55; 3.9–6.3; 6.7–8.0; 8.40–8.85; 9.05–9.50 и 9.75–11.50 м. Коэффициент вариации ($0.8 < \nu < 2.0$) соответствует русловым стационарным потокам с сезонным колебанием водности. Преобладали полугорные (число Фруда Fr = 0.1–0.3) потоки с постоянными руслами (преимущественно больших и средних рек) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды, а также горные потоки с развитыми аллювиальными грядовыми формами (Fr = 0.30–0.47), имевшие правильные, хорошо разработанные галечные русла в нижнем течении. По фациально-генетической природе они относятся к аллювиальным русловым грядовым пескам речной макрофации.

Осадки неаллювиального происхождения залегают на интервалах 3.55–3.80; 6.3–6.7; 8.0–8.4; 8.85–9.05 и 9.50–9.75 м. Значения коэффициента вариации >2, что является доказательством присутствия в отложениях материала коллювиально-пролювиального генезиса, доставлявшегося за счет сильных эпизодических потоков.

Из осадочной толщи данной террасы, распространенной на правом берегу Джиды возле с. Верхний Енхор, найдены остатки берцовой кости *Equus caballus* foss. и черепа *Cervus elaphus* L. Спорово-пыльцевому спектру свойственно полное доминирование травянистой растительности – 93% от общего количества пыльцы и спор (лебедовые, бобовые, полынь). Древесная флора представлена сосной, елью и березой. Подобный характер растительности присущ временному периоду с холодным климатом [Базаров, 1968]. Если учесть, что в разрезах присутствуют псевдоморфозы по ледяным клиньям, то можно установить, что осадки 10–12-метровой террасы целиком формировались в криогенный период позднего неоплейстоцена.

22–24-метровая терраса распространена вблизи антецедентного отрезка долины р. Джида в районе хр. Сельгер (разрез «Голын-Очи» глубиной 16.5 м в уступе левого берега высотой около 20 м). Разрез имеет двухчленное строение. Сверху, на интервале 0.2–9.5 м залегают отложения, состоящие из щебнистых, дресвяных, псаммитовых и алевритово-пелитовых зерен переменчивого средневзвешенного содержания частиц (от 3.09 до 9.39 мм) пролювиально-аллювиального и аллювиального генезиса. Средой их седиментации являлись стационарные водные пространства, имеющие определенные вариации своего физического состояния ($\nu = 1.03–1.67$). Фациально-генетическая принадлежность данных отложений – аллювиальные пески стрежневых и пристрежневых фаций.

Вторая часть разреза (9.5–16.5 м) состоит из тонко-мелкозернистого слабопромытого песка неясно выраженной текстуры. Довольно высокие значения коэффициента вариации ($\nu = 2.28–4.67$) сопоставимы с плоскостным склоновым смывом и возможной последующей ветровой дифференциацией вещества (эолово-делювиальный или пролювиально-делювиальный генезис). Правда, отдельные слои по своим статистическим параметрам определяются как образования речного происхождения (13.1–13.8; 14.7–15.3; 16.1–16.5 м). Их аккумуляцию можно объяснить размывом осадков, дальнейшей трансформацией вещества водами р. Пра-Джида и переотложением материала, на который в дальнейшем осаждались наносы вышеуказанного генезиса. Время формирования этой надпойменной террасы определено как начало позднего неоплейстоцена [Базаров, 1968].

В дельте Джиды, на правобережье реки, распространены надпойменные террасы высотой 10–12 и 18–20 м. Разрез «Дырестуй-1» до глубины 13.6 м вскрывает толщу 18–20-метровой надпойменной террасы. Сложен мелко-среднезернистыми песками с примесью псаммитовых частиц большей размерности. Текстура – от слабого проявления до субгоризонтальной и слабонаклонной. Включения псефитовых частиц очень редки. Толща данной террасы имеет господствующий комплексный аллювиально-озерный генезис с подчиненной ролью образований речного происхождения. Субгоризонтально-слоистые алевро- и алевритово-мелкозернистые пески средневзвешенной размерностью 0.11–0.55 мм формировались в прибрежной зоне акватории неглубоких стационарных лимнических водоемов со слабым волнением и придонным течением с впадавшими в данный бассейн однонаправленными постоянными водотоками речного облика (господство береговых, прибрежных фаций озерной макрофации). Аллювиальная часть разреза (мелкозернистые алевропески, алевро-, алевритово-мелкозернистые, алевритово-среднемелкозернистые пески, 0.18–0.48 мм) соотносится с русловыми нестрежневыми фациями речной макрофации.

Разрез «Дырестуй-2» вскрывает отложения низкой 10–12-метровой прислоненной террасы р. Джида (9.9 м). Отложения – тонко-мелкозернистые с примесью средне-крупнозернистых частиц и редкого гравия субгоризонтально- и неясно-слоистые

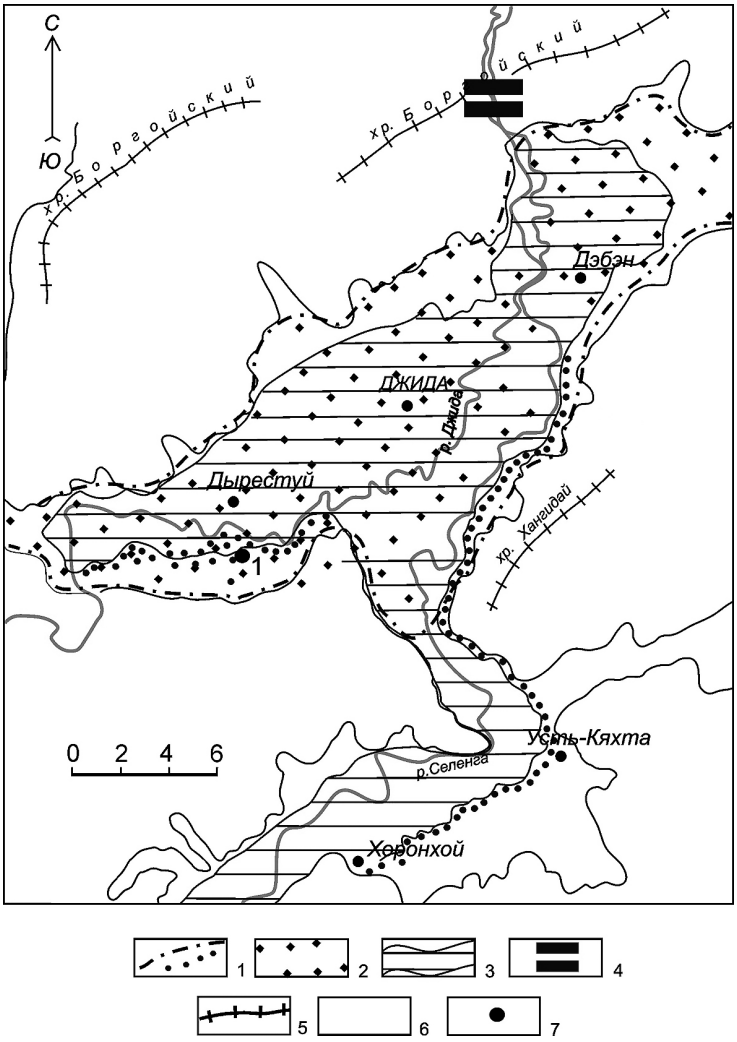


Рис. 1. Палеогеоморфологическая схема Усть-Джидинской межгорной впадины в среднем плейстоцене. 1 – межгорные впадины; 2 – надпойменные террасы; 3 – подпорное озеро; 4 – тектонический подпор; 5 – горные хребты; 6 – горные массивы; 7 – разрезы (1 – Дырестуй).

пески речного и озерно-речного генезиса. В верхней части разреза до глубины 3.0 м наблюдается шесть горизонтов илистых отложений горизонтального залегания, что свидетельствует о застойных условиях формирования осадков на завершающих этапах седиментогенеза. Илистые прослои волнистой текстуры характерны и для нижней части толщи на интервале 8.1–9.0 м. Осадки разреза террасы имеют полигенетическое происхождение – преобладают наносы русловых нестрежневых фаций речной макрофации. Отложения комплексного озерно-аллювиального происхождения аккумулировались в условиях слабопроточных неглубоких (до 2 м) озерных водоемов с умеренным гидрологическим режимом водотоков. Отложения нефлювиального происхождения в данном разрезе относятся к аллювиально-пролювиальному генотипу.

Таким образом, террасовый комплекс долины Джиды в нижнем течении представлен надпойменными аккумулятивными террасами высотой 10–12 и 22–24 м аллювиального генезиса с добавлением коллювиально-пролювиального материала. В дельте Джиды, на правобережье распространены террасы накопления высотой 10–12 и 18–20 м аллювиального и озерно-аллювиального генезиса. Следовательно, в Усть-Джидинской впадине в период формирования 18–20-метровой террасы существовало озеро, вероятно, связанное с тектоническим подпором в зоне Боргойского хребта (рис. 1). Подпорное озеро распространялось вверх по долине Селенги на 20–25 км вплоть до станции Хоронхой, так как толщи схожих структурно-текстурных особенностей и преимущественно озерно-речного генезиса протягиваются от с. Дэбэн до с. Усть-Кяхта, заканчиваясь южнее ст. Хоронхой.

Список литературы

1. *Базаров Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1968. 166 с.

МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ РАННЕГО ПАЛЕОЛИТА ШЁНИНГЕН (ГЕРМАНИЯ): ДАТИРОВАНИЕ, ЭКОНОМИКА И ПОВЕДЕНИЕ ДРЕВНИХ ЛЮДЕЙ

THE LOWER PALAEOLITHIC LOCALITY SCHÖNINGEN (GERMANY) – DATING, HOMININ SUBSISTENCE AND BEHAVIOR

Т. ван Колфсхотен

Лейденский Университет, Факультет археологии,
Лейден, Нидерланды
t.van.kolfschoten@arch.leidenuniv.nl

T. van Kolfschoten

Faculty of Archaeology, Leiden University, The Netherlands

Местонахождение Шёнинген (Германия) является важным источником знаний об экономике питания людей нижнего палеолита [Conard et al., 2015; van Kolfschoten et al., 2015a, 2015b]. Местонахождение включает в себя серию разрезов, датированных концом среднего плейстоцена, с межледниковыми уровнями относящимися к гольштейну (MIS 11) и интергляциалу Рейнсдорфс (MIS 9). Один из самых молодых уровней последовательности, Schö 13 II-4, известен как Горизонт с копьями (Spear Horizon или Horse Butchery). Органические остатки здесь имеют исключительно хорошую сохранились, поскольку были захоронены в анаэробных условиях болотного осадконакопления с грунтовыми водами богатыми карбонатом кальция. Это местонахождение идеально подходит для изучения закономерностей взаимодействия древних людей с крупными млекопитающими местной фауны.

Комплекс позвоночных этого уровня обширен и очень разнообразен. Хищники из Горизонта с копьями представлены остатками саблезубой кошки, лисы и волка. Травоядные животные включают слона, два вида лошадей, два вида носорогов, два вида оленей и два видами крупных полорогих.

Доказательства деятельности гоминин представлены в виде следов на костных остатках, связанных с использованием костей в качестве отбойников для изготовления каменных орудий или ударных инструментов, или в виде следов разделки туш животных (снятие шкур, расчленение, снятие мяса и извлечение костного мозга). Плечевая кость саблезубой кошки несет явные следы использования в качестве ударного инструмента для изготовления каменных орудий. Остатки других крупных плотоядных животных не имеют никаких признаков использования человеком. Это также справедливо и для немногочисленного числа остатков слонов и носорогов, найденных на этом уровне. Крупная лошадь *Equus mosbachensis* доминирует по числу остатков в ассоциации костей крупных млекопитающих и, по-видимому, играла важную роль в питании древних людей. Следы на костях лошадей указывают на то, что большое количество животных были забиты. Следы на ископаемых остатках благородных оленей (*Cervus elaphus*) и крупных бовид также указывают на использование нижнепалеолитическими гомининами.

Список литературы

1. *Conard N.J., Serangeli J., Böhner U., Starkovich B.M., Miller C.E., Urban B., van Kolfschoten T.* Excavations at Schöningen and paradigm shifts in human evolution // Journal of Human Evolution, 2015. V. 89(1). P. 1–17.

2. *Kolfschoten T. van, Buhrs E., Verheijen I.* (2015a), The larger mammal fauna from the Lower Paleolithic Schöningen Spear site and its contribution to hominin subsistence // Journal of Human Evolution 89(1): 138–153.

3. *Kolfschoten T. van, Parfitt S.A., Serangeli J.,Bello S.M.* (2015b). Lower Paleolithic bone tools from the HYPERLINK “http://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.10.003””HYPERLINK “http://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.10.003”Spear HorizonHYPERLINK “http://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.10.003””HYPERLINK “http://doi.org/10.1016/j.jhevol.2015.10.003” at Sch?ningen (Germany) // Journal of Human Evolution 89(1): 226–263.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ТЕРРАС ОЗЕРА НЕРО

NEW DATA ON THE STRUCTURE OF THE BOTTOM DEPOSITS AND THE TERRACE OF THE NERO LAKE

Е.А. Константинов[1], Н.В. Карпухина[1], Е.В. Гаранкина[2], В.Р. Беляев[2], С.С. Бричева[2], А.Л. Гуринов[2], А.Л. Захаров[1]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
eakonst@igras.ru

E.A. Konstantinov[1], N.V. Karpukhina[1], E.V. Garankina[2], V.R. Belyayev[2], S.S. Bricheva[2], A.L. Gurinov[2], A.L. Zakharov[1]

[1] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Озеро Неро, его донные отложения и террасы уже более столетия притягивают к себе внимание геологов и палеогеографов, специализирующихся на изучении истории четвертичного периода. Это объясняется наличием уникального для центра Восточно-Европейской равнины седиментационного архива – озерных отложений мощностью более 70 м, которые отлагались на протяжении всего позднего плейстоцена и голоцена [Алешинская, Гунова, 1997]. Кроме того на бортах Ростовской котловины, в интервале высот 95–135 м абс., хорошо выражено не менее четырех озерных террас, что представляет ценность для реконструкции палеогидрологической обстановки всего региона. Несмотря на высокую изученность в истории озера Неро до сих пор остается много дискуссионных вопросов, касающихся размаха и времени колебаний уровня озера в прошлом, а также причин этих колебаний. Так, по представлениям Д.Д. Квасова [1975] уровень озера Неро в конце позднего плейстоцена поднимался до отметки 145 м абс., а само озеро имело связь с системой приледниковых водоемов. Высокие террасы рассматривались Квасовым как поздневалдайские. По представлениям же В.С. Гуновой [1975] уровень озера Неро в позднем валдае не превышал 115 м абс., а верхние террасы она рассматривает как позднемосковские. Также существуют большие расхождения в представлениях об истории колебания уровня озера в голоцене. Так, в первой половине голоцена (до атлантического периода) по данным А.Л. Александровского [2011] уровень озера превышал современный, а по данным В.С. Гуновой и О.Н. Лефлат [1997] наоборот был ниже. В пользу низкого уровня озера в начале голоцена говорят и данные B. Wohlfarth [2006]. Анализ литературы показал, что большинство проблем по палеогидрологии озера Неро сложились из-за слабой обеспеченности донных отложений и террас абсолютными датировками. На современном уровне развития методов датирования, таких как радиоуглеродный анализ и ОСЛ, решение обозначенных проблем представляется вполне достижимым. Таким образом, созрели объективные предпосылки создания обоснованной реконструкции колебания уровня озер в конце позднего плейстоцена и голоцене на современной методической основе.

В 2017 году, в ходе зимней экспедиции Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и Института географии РАН, получены новые данные о геологическом строении дна и террас озера Неро по линии профиля Ростов–Угодичи–Уткино. Поршневым озерным буром системы Ливингстона пробурено 11 донных скважин со льда, получено 60 м керна озерных отложений. Бурение на террасах выполнялось ручным буром с полуцилидрическим отборником (ложкой). В общей сложности пробурено 11 скважин глубиной до 5 м. По линии Ростов–Угодичи выполнено георадиолокационное профилирование с использование георадара Zond 12. С помощью ручного лота выполнены промеры глубин озера по линии профиля в пределах акватории озера. С использованием системы DGPS построен топографичский профиль, пересекающий террасовый комплекс восточного борта Ростовской котловины. Для образцов из керна озерной скважины NER-3 (длина колонки – 6,5 м), расположенной примерно в 1 км от г. Ростова получены

следующие аналитические харатеристики: гранулометрический состав, содержание органического вещества, карбонатность, магнитная восприимчивость.

Батиметрические исследования позволили несколько скорректировать имеющиеся в литературе данные [материалы ИБВВ в кн. Бикбулатов и др., 2003] о рельефе рассматриваемого участка дна озера Неро. Так, уточнено положение и высотные отметки ложбины (глубины – 3,5–3,8 м) в СВ части озера. Изучение колонок донных отложений показало, что дно озера слагает органогенный ил (1,5–2,5 м). Его подстилает более плотный карбонатный суглинок, мощность которого увеличивается на глубоководном участке в центре озера. В ЮВ части профиля органогенный ил сильнее опесчанен, а в 60 м от берега (NER-9) с поверхности вскрывается песчаная толща. Георадиолокационное зондирование установило дополнительный слой взвешенных частиц над слоем слабо консолидированного ила. Были уточнены глубины переходного слоя и выявлены четкие бровки углубления в центральной части озера. По радарограмме прослежен затопленный песчаный береговой вал в ЮВ части профиля, который не отразился на батиметрическом профиле, песчаный материал прослеживается вплоть до бровки озерной поймы. В трех скважинах на глубинах 8,5, 7,6–7,8 и 5,5 м (NER-2,3,7) вскрыты опесчаненные прослои, со стратиграфическим несогласием, перекрытые карбонатными суглинками. По геоморфологической позиции, литологическому строению и графику изменения магнитной восприимчивости в керне, колонка NER-3 хорошо коррелирует с колонкой датированных озерных отложений, описанных в работе B. Wohlfarth [2006]. Несогласное залегание песчано-суглинистых слоев на глубине 7,8 м в скважинем NER-3 коррелирует с датируемым ей перерывом (13–7,5 тыс. л.) в голоценовом осадконакоплении в озере. На этом основании можно полагать, что уровень водоема в первой половине голоцена существенно падал. Однако для решения вопроса о продолжительности этого мелководного интервала потребуются дополнительные исследования.

Детальные геодезические работы позволили установить не менее пяти террасовых уровней (не считая поймы) в интервале высот 93–135 м абс. на восточном борту Ростовской котловины. Так, поверхность первой террасы (Т1) выдержана по высоте 94–95 м абс., второй (Т2) – 102–104 м абс., третьей (Т3) – 108–109 м абс., четвертой (Т4) – 123–125 м абс., пятой (Т5) – 130–134 м абс. В результате бурения нами выявлено наличие погребенных органосодержащих озерных отложений (гиттии и озерного суглинка) в строении Т1 и Т2. Радиоуглеродное датирование обнаруженных горизонтов будет способствовать установлению возраста указанных террас.

Работа выполнена в рамках направления П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое».

Список литературы

1. *Александровский А.Л.* Эволюция почв низких террас озера Неро // Почвоведение, 2011. № 10. С. 1155–1167.

2. *Алешинская З.В., Гунова В.С.* Новейшие отложения и палеогеография оз. Неро // Вестник Моск. ун-та, сер. 5, Геогр. 1997. № 1. С. 49–52.

3. *Бикбулатов Э.С., Бикбулатова Е.М., Литвинов А.С., Поддубный С.А.* Гидрология и гидрохимия озера Неро. Рыбинск: Изд-во ОАО «Рыбинский дом печати», 2003. 192 с.

4. *Гунова В.С.* История озера Неро по палеоботаническим данным. Дисс. к.г.н. 1975.

5. *Гунова В.С., Лефлат О.Н.* Голоценовое и современное состояние экосистем озера Неро // Вестник Моск. Ун-та, сер. 5, Геогр. 1997. № 4. С. 42–45.

6. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

7. *Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O., Lacourse T., Subetto D., Torssander P., Romanenko F.* Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology, 2006. Vol. 35. P. 543–569.

ЛАНДШАФТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В РАЙОНЕ ЯНСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА (НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)

LATE PLEISTOCENE LANDSCAPE CHANGE NEXT TO PALEOLITHIC YANA RHS SITE (BASED ON THE RESULTS OF PLANT MACROFOSSIL ANALYSIS)

О.М. Корона[1], Е.Ю. Павлова[2], В.В. Питулько[3]

[1] Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
korona@ipae.uran.ru
[2] Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия
pavlovaelena759@gmail.com
[3] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия
pitulkov@gmail.com

O.M. Korona[1], E.Yu. Pavlova[2], V.V. Pitulko[3]

[1] Institute of Plant and Animal Ecology, UrB RAS, Ekaterinburg, Russia
[2] Arctic & Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
[3] Institute for Material Culture History, RAS, St. Petersburg, Russia

В западной части Яно-Индигирской низменности в районе Янской палеолитической стоянки изучен разрез четвертичных отложений второй надпойменной террасы р. Яна. [Питулько, Павлова, 2010]. Образцы для палеокарпологического анализа были отобраны в интервале отн. высот 8–15,5 м н.у.р. [Зиновьев и др., 2015].

Все восемь комплексов макроостатков из нижней части разреза (отн. высота 8–10,5 м, ^{14}C возраст – 27,6–22,8 тыс. л.н.) даже при малом общем количестве (от 8 до 122) содержат остатки растений различных экологических групп в зависимости от степени увлажненности их местообитаний (мезоксерофиты, ксеромезофиты, мезофиты, гигромезофиты). Видовой состав отражает существование участков луговинных тундр, нивальных гемихионофитных и влажных приручьевых луговин в сочетании с криофитностепными сообществами сухих щебнистых горных тундр, редколесий и фитоценозов, развитых на незадернованных субстратах скал и каменисто-щебнитых россыпях [Секретарева, 2004].

Образец EF1/3 (отн. высота 10,5–10,75 м, ^{14}C возраст – около 22–21,5 тыс. л.н.) отличается резким увеличением количества и разнообразия макроостатков мезоксерофитных, ксеромезофитных, прибрежноводных и луговых растений. Интересно присутствие большого количества семян *Chenopodium prostratum*, приуроченной к местообитаниям с нарушенным почвенным покровом, многочисленны орешки *Potentilla* cf. *nivea* и *Rumex acetosella*, произрастающих на щебнистых, песчаных склонах. Состав макроостатков, возможно, отражает изменение ландшафта, в результате усиления аллювиальных процессов, что привело к расширению участков с нарушенным почвенным покровом. Разнообразие эколого-ценотических групп растений позволяет предположить распространение мозаичных ландшафтов, в которых сосуществовали как характеризующиеся различной степенью заболоченности тундровые сообщества с редкостойной лиственницей, так и криофитностепные сообщества и растительные сообщества незадернованных субстратов.

Средняя часть толщи (отн. высота 11,0–13,5 м, ^{14}C возраст – около 20–13,5 тыс. л.н.). содержит комплексы макроостатков близких по составу экологических групп растений к комплексам нижней части разреза, но отличается большим количеством остатков. Изменение количественного соотношения видов растений различных экологических групп указывает на колебания водного режима в процессе формирования этих отложений. Большее развитие получили сообщества умеренно увлажненных луговинных тундр, нивальных гемихионофитных и влажных приручьевых луговин, были развиты заболоченные участки с лугово-болотными сообществами. Сохраняли свое присутствие криофитностепные сообщества и сообщества незадернованных субстратов аллювиально-галечных наносов.

В образце EF2/5 (отн. высота 13,8–14,1 м, ^{14}C возраст – около 12,7 тыс. л.н.) единичны остатки кустарников и кустарничков, существенно увеличивается количество и разнообразие травянистых растений. Преобладают остатки различных осок, обнаружены зерновки злаков (*Alopecurus* sp., *Deschampsia* sp. и др.), семена луговых (*Linum perenne*, *Senecio* sp.) растений. Увеличилось количество и разнообразие макроостатков прибрежноводных (*Ranunculus* sp. sp., *Caltha* cf. *palustris*, *Eriophorum scheuchzeri*, *Eleocharis palusrtis*, *Sparganium hyperboreus)* и водных (*Batrachium* sp., *Potamogeton pectinatus*, *P. vaginatus*, *Potamogeton* sp.) растений. К группе мезоксерофитов (*Rumex acetosella, Potentilla* cf. *nivea*), количество семян которых также увеличилось, добавились *Kobresia myosuroides* и *Carex* cf. *praecox*. Кроме того, обнаружены остатки мохообразных растений (*Mnium* sp., *Sphagnum* sp., Bryophyta g. ind.). Состав данного комплекса макроостатков указывает с одной стороны на увеличение степени увлажнения данной территории, а с другой – на наличие более сухих возвышенных участков с ксерофитной растительностью. Вероятно, были распространены лугово-болотные тундровые сообщества, луговинные тундры, луга в долине реки и на южных склонах в сочетании с криофитностепными сообществами на возвышенных участках.

Комплекс образца NP/32 (отн. высота 14,5 м, ^{14}C возраст – 11,9–11,6 тыс. л.н.) содержит макроостатки кустарников – березы и ивы, кустарничков (*Arctostaphylos uva ursi* и *Dryas* sp.) и разнообразных травянистых растений: водных, прибрежных и луговых. Обнаружены остатки мезоксерофитов и ксеромезофитов. Остатки таких видов как *Thalictrum alpinum*, *Eriophorum gracilis*, *Eriophorum medium*, *Myriophyllum verticillatum*, *Comarum palustre* в данном разрезе встречаются впервые. В небольшом количестве встречаются мхи. Вероятно, были развиты кустарниково-кустарничковые тундры и пушицевые тундровые болота. Участие в ландшафтах и продуктивность криофитностепных сообществ снижается.

Состав макроостатков образца EF2/6 (отн. высота 15,2–15,3 м, ^{14}C возраст – 9,8 тыс. л.н.) существенно отличается от комплексов нижележащих слоев. Здесь многочисленны макроостатки деревьев и кустарников, представленных остатками лиственницы, крылатками и чешуями берез. Обнаружены макроостатки кустарничков: брусники и водяники. Многочисленны и разнообразны остатки трав, среди которых преобладают водные и прибрежноводные, встречаются растения влажных лугов. Одновременно практически полностью исчезают из комплекса представители криофитностепных сообществ. По соотношению долей экологических групп отмечается увеличение увлажнения. Вероятно, климат стал более теплым и влажным по сравнению с временем формирования предыдущих комплексов. Распространение в настоящее время лиственницы *Larix gmelini* в приграничной с лесом полосе южных гипоарктических тундр [Егорова и др., 1991] позволяет рассматривать изученный комплекс как аналог подобных условий. Ландшафты были представлены заболоченным лиственничным редколесьем, кустарниково-кустарничковыми тундрами в сочетании с водно-болотными, лугово-болотными и прибрежно-водными сообществами.

Таким образом, в ходе формирования исследуемой толщи отложений на данной территории была распространена тундровая растительность с заметным участием криофитностепных сообществ и фитоценозов незадернованных субстратов, роль которых изменяется вверх по разрезу от весьма заметной в его нижней части до эфемерной в верхнем образце.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 16-18-10265 RNF.

Список литературы

1. *Егорова А.А., Васильева И.И., Степанова Н.А., Фесько Н.Н.* Флора тундровой зоны Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 186 с.

2. *Зиновьев Е.В., Павлова Е.Ю., Питулько В.В.* Граница плейстоцена и голоцена западной части Яно-Индигирской низменности по энтомологическим данным (на примере Янской стоянки) // Материалы IX Всероссийского совещания «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 170–173.

3. *Питулько В.В., Павлова Е.Ю.* Геоархеология и радиоуглеродная хронология каменного века Северо-Восточной Азии. СПб: Наука, 2010. 264 с.

4. *Секретарева Н.А.* Сосудистые растения Российской Арктики и сопредельных территорий. Москва: товарищество научных изданий КМК, 2004. 131 с.

УСТЬЕВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ | MOUTH SEDIMENTOLOGY SYSTEMS

В.Н. Коротаев

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
e-mail: vlaskor@mail.ru

V.N. Korotaev

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia

На побережьях Мирового океана в устьях крупных рек в позднем голоцене появились огромные скопления терригенного материала, общая площадь которых составляет около 5 млн км^2, или 2% поверхности Земли. В широких пределах варьируют размеры субаэральных дельтовых равнин, занимающие от 1/10 до 1/1000 общей площади речного бассейна; различны форма и объемы дельтовых тел. Аллювиально-дельтовые равнины, сформированные в период от 7–5 до 2,5–1,5 тыс. лет назад в устьях крупных рек на океанических побережьях и на берегах окраинных морей, как правило, перекрывают позднеплейстоценовые дельтовые тела с абсолютным возрастом отложений более 10 тыс. лет. Субаэральная часть таких дельт обычно представлена несколькими региональными субдельтами, связанными с пространственными перемещениями зон активного дельтообразования

Современные речные системы от верховьев до устья представляют собой, образно говоря, природные транспортеры наносов, большая часть которых после многократного переотложения и дифференциации по крупности, поступает к вершинам дельт или заливов. На придельтовом участке речной долины, как правило, преобладает транзит наносов. Для дельтовых районов большинства устьевых систем наиболее характерна аккумуляция наносов и формирование дельтовой равнины в зоне сопряжения рек с приемным водоемом, т.е. там, где река утрачивает свою первоначальную функцию транзитного водотока и становится рассеивающей системой, в которой фактический расход наносов больше транспортирующей способности потока. Интенсивность накопления аллювиально-дельтовых отложений и скорость прироста морского края речных дельт связана с морфо-генетическим типом устьевой осадочной системы (эстуарная, эстуарно-дельтовая, лагунно-дельтовая и собственно дельтовая).

Динамика наносов и строение литофаций в перечисленных основных морфо-генетических типах устьевых осадочных систем очень различна, что связанно с особенностями седиментации речных и прибрежно-морских наносов в устьях крупных рек. В эстуарно-дельтовых устьевых системах с величиной прилива не более 1 м (губы Обская, Тазовская, Енисейская, Хатангская, Анабарская; заливы Таганрогский и Амурский) наблюдается стоковый режим течений и взвесей. Транзитная часть стока взвешенных наносов выносится далеко за пределы дельты и аккумулируется на дне заливов в виде так называемых «внешних устьевых баров» на расстоянии от нескольких десятков до сотен километров от морского края дельты. В подобных устьевых областях, обладающих значительным водным стоком (от 100 до 600 км^3/год) и небольшой мутностью речных вод (от 15 до 70 г/м^3), преобладает транзитно-аккумулятивный процесс транспорта речных наносов, создающий условия для накопления в дельте от 30 до 50% и на устьевом взморье от 50 до 90% наносов, поступающих к верхней границе устьевой области.

В типичных эстуариях, испытывающих сильное воздействие реверсивных приливных течений высотой от 2 до 8 м (устья рек Онеги, Мезени, Кулоя, Гижиги, Пенжины, Жиронды, Луары, Саванны, Саскуэханны и др.) песчаные отложения образуют вытянутые узкие приливные гряды в центральных частях эстуариев. Алевриты и илы отлагаются на береговых отмелях и на приливных осушках (маршах). В целом, в эстуариях формируется так называемая «система удержания» осадков внутри эстуария, границы которой определяются с речной стороны пределом проникновения галоклина, а со стороны моря – зоной резкого снижения транспортирующей способности потока вследствие уменьшения скоростей течения

Классическими «ловушками» для речных наносов являются лагунно-дельтовые устьевые системы. Реки, формирующие малорукавные дельты в не полностью заполненных устьевых лагунах (устья рек Печоры, Сев. Двины, Камчатки, Авачи, Амгуемы, Пороная, Муррея; большинство устьев малых рек на побережье Гвинейского залива – Бандама, Комоэ, Тано, Пра, Вольта, Куффо, Веме, Огун, Они и др.), оставляют практически весь сток взвешенных и влекомых наносов (от 0,25 до 30 млн т в год

для различных рек) в дельте и лагуне. В устьях рек, полностью заполнивших своими отложениями устьевую лагуну или лиман, режим транспорта наносов претерпевает существенные изменения. В подобных осадочных системах на месте лагуны или лимана возникли малорукавные дельтовые равнины площадью от 0,2 до 22 тыс. км^2, где магистральные рукава врезаны в древнедельтовые отложения, а на внешнем крае морской пересыпи начинается формирование современного устьевого конуса выноса. В устьях рек, имеющих среднегодовой сток взвешенных наносов от 3 до 20 млн т и испытывающих небольшое гидродинамическое воздействие морских факторов, на открытом и относительно отмелом устьевом взморье могут формироваться устьевые бары и региональные дельты выдвижения площадью от 0,4 до 1,2 тыс. км^2 (устья рек По, Роны, Яны, Индигирки, Колымы, Дуная, Магдалены). В таких устьевых системах преобладает транзит взвешенных наносов по длине магистральных дельтовых рукавов и мощная их аккумуляция на дне устьевого взморья.

В дельтах выдвижения, имеющих разветвленную и сложно переплетающуюся гидрографическую сеть рукавов и проток (устья рек Волги, Селенги, Лены, Ориноко), аккумулируется от 70 до 85% общего стока взвешенных наносов. В таких дельтовых системах старые острова интенсивно размываются, а из продуктов разрушения формируется молодая сегментная пойма и осередки, образующие простые русловые разветвления типа «восьмерок». Все русловые формы (осередки, побочни, косы) очень динамичны, смещаются вниз по течению, вызывая периодическое перераспределение стока в русловых разветвлениях и отмирание второстепенных проток. Для малорукавных дельт выдвижения (устья рек Оленека, Эбро) характерен транзитно-аккумулятивный тип литодинамических процессов, когда большая часть стока наносов поступает на устьевое взморье. Скорость выдвижения морского края дельты и формирование устьевых баров полностью определяется многолетними и сезонными колебаниями стока воды и наносов реки, а также гидродинамической активностью морских факторов. Степень выдвинутости и изрезанности морского края дельты возрастает по мере увеличения доли речных процессов по отношению к морским.

На начальной стадии формирования дельтовых систем, когда большинство рек впадало в заливы или лагуны, практически весь сток речных наносов шел на формирование устьевого конуса выноса и устьевого бара. В береговой зоне ощущался дефицит наносов, выраженный в преобладании поперечного к берегу перемещения наносов и в образовании мощной системы береговых баров. Образование динамически устойчивых систем дельтовых водотоков, которые в настоящее время аккумулируют от 10 до 85% стока взвешенных наносов, изменило баланс последних в береговой зоне Мирового океана. В настоящее время неаккумулированная часть речных наносов распределяется волнами и течениями на шельфе и накапливается у подножья материкового склона в виде глубоководных конусов выноса.

Работа выполнена по плану НИР Лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ПОБЕРЕЖЬЯ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА (БЕЛОЕ МОРЕ)

RESENT TECTONICS OF THE KANDALAKSHA BAY COAST (WHITE SEA)

О.П. Корсакова[1], В.В. Колька[1], А.А. Вашков[1], А.В. Баранская[2], Д.С. Толстобров[1]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, korsak@geoksc.apatity.ru

O.P. Korsakova[1], V.V. Kolka[1], A.A. Vashkov[1], A.V. Baranskaya[2], D.S. Tolstobrov[1]

[1] Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Современная тектоника побережья Кандалакшского залива Белого моря связана, во-первых, с гляциоизостатическим поднятием земной коры, вызванным экзогенными факторами, во-вторых, с блоковыми перемещениями по разломам, которые спровоцированы эндогенной активностью Онежско-Кандалакшского рифта, в-третьих, с унаследованным от докембрия общим поднятием Фен-

носкандинавского кристаллического щита. Для выявления особенностей современной тектоники был проведен линеаментный анализ территории и выделены потенциальные блоки земной коры, а также с применением метода изолированных бассейнов выявлены локальные особенности перемещения береговой линии моря, обусловленного вертикальным перемещением земной коры.

Северо-восточное побережье залива (Кандалакшский берег) в основном приурочено к Кандалакшско-Колвицкому массиву Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса (1), а юго-западное (Карельский берег) – к Беломорскому поясу (2). Обе отмеченных структуры входят в Лапландско-Беломорский гранулито-гнейсовый подвижный пояс палеопротерозойской консолидации, вдоль оси которого в среднем-позднем рифее образовался Онежско-Кандалакшский палеорифт. В структурном плане к нему тяготеет акватория залива. В соответствии с классической схемой сегментации континентальных рифтов [Bosworth, 1985] он представлен здесь двумя современными полуграбенами с переменной полярностью. При этом Колвицкий асимметричный грабен (полуграбен) характеризуется северо-восточным крутым бортом с видимой амплитудой сброса более 50 м и правосторонним смещением блоков кристаллических фундамента вдоль разломов северо-западного и субмеридионального простирания. Есть мнение, что Колвицкий грабен сформировался в поздне-послеледниковое время [Балуев и др., 2012], хотя конкретные свидетельства этому пока не приводятся. Кандалакшский асимметричный грабен (полуграбен), наследующий древнюю рифейскую впадину и соответствующий

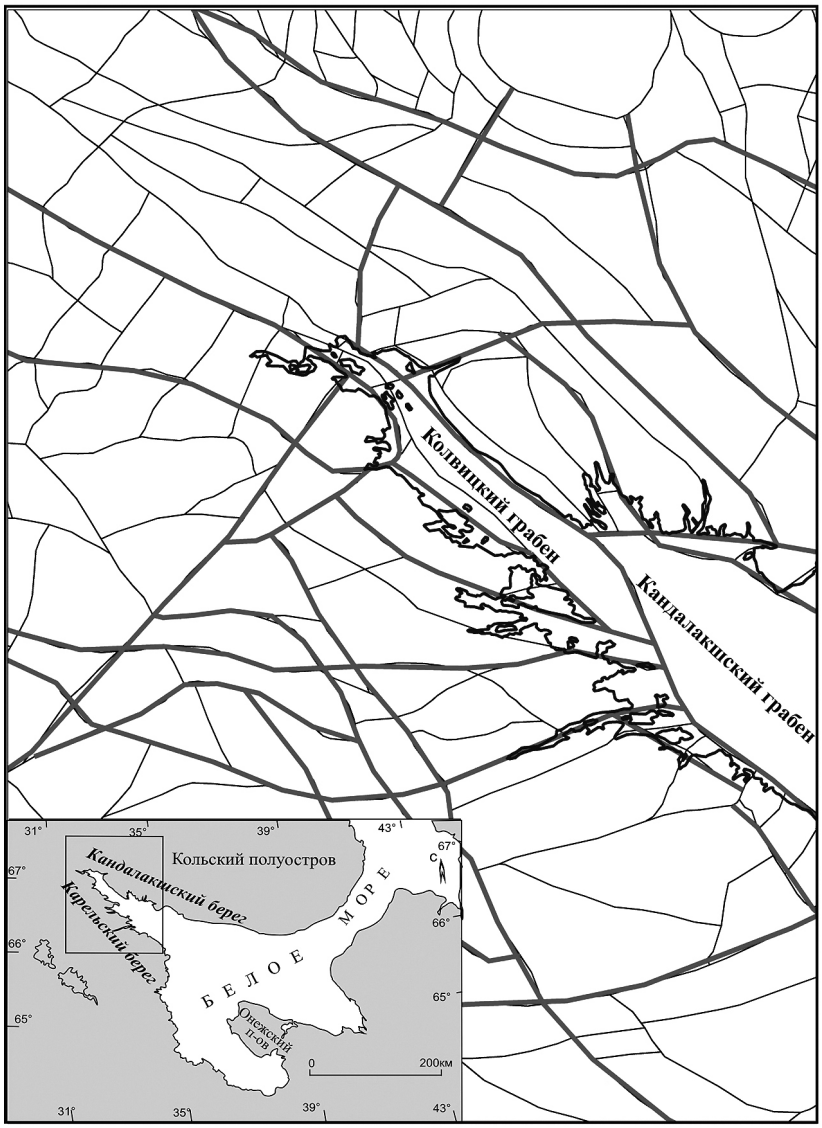


Рис. 1. Схема линеаментов побережья Кандалакшского залива и прилегающей территории (жирными линиями показаны линеаменты, подтвержденные геологическими данными)

наиболее глубоководной части Белого моря, имеет приподнятое юго-западное крыло с амплитудой сброса более 200 м. Косая перемычка между этими двумя сегментами, т.е. зона переноса напряжений растяжения с одного отрезка рифта на другой, соотносится с грядой архипелага Средние Луды. Пологий северо-восточный борт Кандалакшского полуграбена осложнен сбросами и взбросо-надвигами, главный из которых представлен Оленицким валом [Балуев и др., 2012].

Линеаментный анализ, выполненный по признакам, визуально дешифрируемым на картах и снимках, показал проявленность указанных выше крупных тектонических структур фундамента в строении новейшего морфоструктурного плана Кандалакшского залива и его побережья. Наиболее протяженные линеаменты, в разной степени совпадающие с зонами разломов, указанными на геологических картах, с геофизическими аномалиями составили каркас границ соответствующих блоков (рис. 1), выделенных с учетом геоморфологических данных и геологического строения кристаллического фундамента и осадочного чехла. Однозначно выделяются блоки, соответствующие Колвицкому и Кандалакшскому сегментам Онежско-Кандалакшского грабена. Кольское побережье залива структурировано линеаментами северо-западного направления с единичными секущими их субширотными линеаментами. Блоковые структуры здесь в большой мере предопределены геологическим строением кристаллического фундамента. Карельское побережье отличается преобладанием субширотно ориентированных линеаментов, а линеаменты северо-западного направления, параллельные сбросам на бортах Кандалакшского грабена, здесь менее выражены. Следует отметить, что по мере приближения к вершине залива в зоне влияния Колвицкого грабена простирание линеаментов также стремится к северо-западному направлению.

Результаты линеаментного анализа на ключевом участке побережья [Баранская, 2015], сопряженного с пологим склоном Колвицкого грабена, крутым склоном Кандалакшского грабена и перемычкой между ними, показал, что наибольшие изменения направлений линеаментов и простирания трещин в кристаллических породах происходят поперек разломов, трассирующих глубоко вдающиеся в сушу заливы – губы Ругозерская и Чупа. При этом изменения морфоструктурного плана вкрест губы Чупа выражены больше всего.

По наблюдениям за сейсмичностью Фенноскандинавского щита к районам Кандалакшского и Колвицкого грабенов тяготеют многочисленные инструментально зарегистрированные землетрясения. Установлено, что глубинность современных очагов землетрясений в пределах Колвицкого и северо-западной части Кандалакшского грабенов достигает 30 км [Годзиковская и др., 2010] при мощности земной коры 38–40 км и 40–42 км в пределах кольского и карельского побережий соответственно; причем разрядка тектонических напряжений чаще происходит в зонах, секущих активизированные крупные разломы палеорифтовых систем северо-западного простирания [Балуев и др., 2012].

Быстрая блоковая подвижка земной коры в районе губы Чупа, пространственно тяготеющем к региональному разлому и примыкающем к зоне переноса напряжений растяжения с одного отрезка рифта на другой, зафиксировано в перемещении береговой линии моря в голоцене. По модельным данным одномоментная ее регрессия с 40 м до 33 м над современным уровнем моря имела место примерно 6400 лет назад [Колька и др., 2015].

Работа выполнялась при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-а.

Список литературы

1. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехин Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:15 000 000). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

2. *Баранская А.В.* Роль новейших вертикальных тектонических движений в формировании рельефа побережий Российской Арктики. Автореферат дис. … канд. географ. наук. СПб., 2015. 26 с.

3. *Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А.* Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. М: Изд-во ГС РАН, 2010. 132 с.

4. *Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н.* Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ, 2015. Т. 18. № 2. С. 255–268.

5. *Bosworth W.* Geometry of propagation continental rifts // Nature, 1985. V. 316. № 5. P. 625–627.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЫСОКИХ ТЕРРАС ОЗЕРА ТАЙМЫР НА ЕГО СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

FIRST RESULTS OF THE TAYMYR LAKE NORTH SHORES TERRACES STYDYES

Н.А. Кострома[1], Л.А. Савельева[1], Г.Б. Федоров[1,2]

[1] Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия
[2] Институт Арктики и Антарктики, Санкт-Петербург, Россия
kostromina132@gmail.com

N.A. Kostromina[1], L.A. Savelieva[1], G.B. Fedorov[1,2]

[1] Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia
[2] Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

В настоящее время Арктика является одной из самых активно изучаемых территорий. Террасовый комплекс озера Таймыр исследовался в рамках отечественных и международных проектов, результатом которых явился ряд обобщающих работ [Антропоген Таймыра, 1982; Большиянов, 2006]. С климатическими изменениями позднего неоплейстоцена связаны колебания уровня моря и крупных внутренних водоемов полуострова. Для озера Таймыр выделяется несколько уровней террас (100–50; 40–30; 12–10) [Антропоген Таймыра, 1982; Большиянов, 2006]. Формирование 12–10-метровой террасы происходило в начале голоцена. Время формирования озерной террасы относят к интервалу 10–8 тыс. л.н. [Большиянов, 2006]. На основе данных палинологии этот интервал для данной территории сопоставляется с климатическим оптимумом голоцена [Большиянов, 2006; Andreev et al., 2003].

Летом 2016 года в рамках международного проекта PLOT состоялась экспедиция на озеро Таймыр. В рамках этой экспедиции было проведено изучение 25-метровой и 10-метровой террасы озера в районе полярной станции «Бухта Ожидания» в устьях двух рек: Оленья и Постоянная. Проводилось описание расчисток, описание поверхности и склонов террас, а также отбор образцов на различные виды анализов.

25-метровая терраса представляет собой неровную, вследствие вытаивания ледяных жил, поверхность. Описана расчистка мощностью 4,7 м, высота от уреза воды – 12 м. Всего при описании было выделено 11 слоев, которые можно объединить в 3 пачки: 1 пачка представлена отложениями пляжевой фации (пески и гальки); 2 пачка формировалась в активных гидродинамических условиях (сложена косослоистыми и горизонтальнослоистыми песками); 3 пачка сложена переслаиванием горизонтальнослоистых мелкозернистых песков и алевритов. Такое изменение литологического состава может говорить о постепенном падении уровня водоема до отметок на 25 метров выше современного уровня озера.

Результаты анализа содержания общего органического углерода показали низкие концентрации по всей расчистке, что наряду с отсутствием пыльцы может говорить о холодных климатических условиях на момент формирования террасы. Отобранные *in situ* раковины определены А.В. Крыловым («АО Поляргео») как морская фауна. Возраст малакофаунистического комплекса – нижнеэоплейстоцен-верхненеоплейстоценовый. Вопрос возраста террасы может быть решен при получении результатов OSL-датирования.

10-метровая терраса хорошо выражена в рельефе, сложена переслаиванием торфов и насыщенных органическим материалом алевритов. Было описано три расчистки мощностью до 1 м (две в устье реки Постоянная, одна в устье реки Оленья). Было получено 6 радиоуглеродных дат в интервалах от 6,2 до 5,6 и от 1,2 до 1,0 тысяч калиброванных лет. Второй интервал связан с формированием на поверхности террасы небольшого озера, с последующим его зарастанием (в районе устья реки Постоянная).

Спорово-пыльцевой анализ образцов из расчисток на реке Постоянная позволил выделить 4 этапа в развитии растительности и климата данной территории. Наиболее благоприятные условия приурочены к интервалу 1–1,2 м над уровнем озера (Палинозона 1). Вышезалегающие отложения формировались в климатических условиях близких к современным или холоднее (Палинозоны 2-4). Результаты спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования свидетельствуют о том,

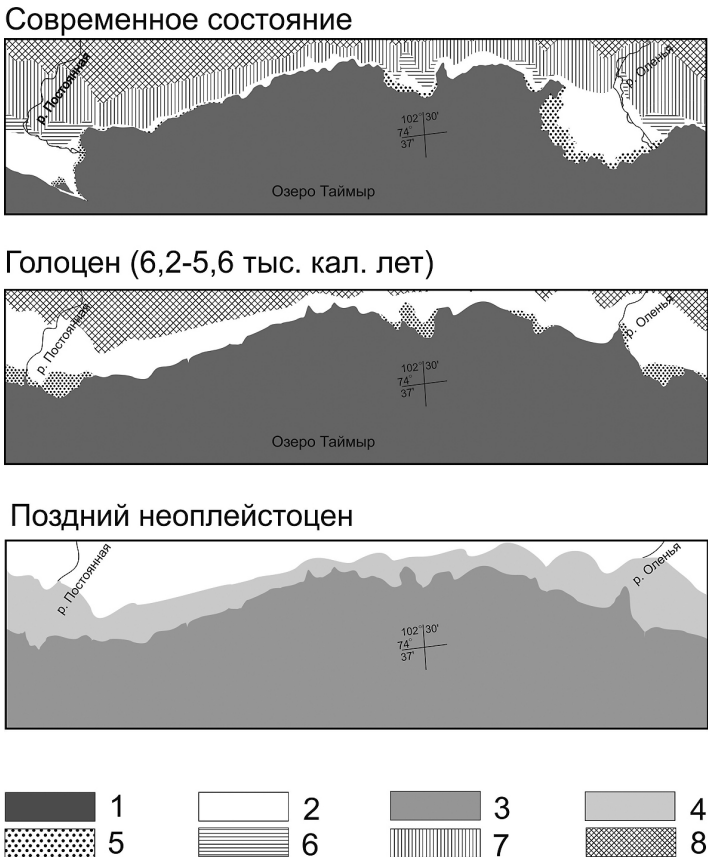


Рис. 1. Схема изменения условий природной среды озера Таймыр. 1 – пресноводный водоем, 2 – суша, 3 – морской водоем, 4 – волноприбойная зона, 5 – периодически затопляемые территории, 6 – 10-метровая терраса, 7 – 25-метровая терраса, 8 – вышележащие поверхности

что период, в который формировалась 10-метровая терраса, не может быть отнесен к климатическому оптимуму голоцена. Полученные датировки Палинозоны 1 лежат на верхней границе интервала, соответствующего климатическому оптимуму голоцена для данной территории по публикации Андреева [Andreev et al., 2003].

Для визуализации результатов были построены картосхемы, отражающие современные условия и условия на момент формирования 10-метровой и 25-метровой террас (рис. 1).

Суммируя изложенные сведения, можно заключить, что формирование отложений 25-метровой террасы происходило в холодном неглубоком водоеме, имеющим связь с морем в позднем неоплейстоцене в условиях холодного климата.

Можно заключить, что формирование отложений 10-метровой террасы происходило при уровне озера выше современного на 8–10 м, на периодически затапливаемой поверхности в интервале от 6,5 до 5 тыс. калиброванных лет.

Список литературы

1. Антропоген Таймыра. Под ред.: Н.В. Кинд, Б.Н. Леонова. М.: Наука, 1982. 184 с.

2. *Большиянов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с

3. *Andreev A.A., Tarasov P.E., Siegert C., Ebel T., Klimanov V.A., Melles M., Bobrov A.A., Dereviagin A.Yu., Lubinski D.J., Hubberten H.W.* Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate on the northern Taymyr Peninsula, Arctic Russia // Boreas. Vol. 32. 2003. P. 484–505.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ В ДОЛИНАХ РЕК КАТУНЬ И ЧУЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

REGULARITIES OF STRUCTURE AND FORMATION OF ALLUVIAL DEPOSITS AND RELIEF IN THE LATE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE IN CHUYA AND KATUN RIVERS VALLEYS (ALTAY MOUNTAINS)

С.А. Котлер

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
kotler_sofi@igm.nsc.ru

S.A. Kotler

Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Многолетняя дискуссия по поводу генезиса и строения террасовых комплексов включала в себя обсуждение вопросов распространения ледников, времени их существования, а также роли гигантских гляциальных паводков в формировании отложений магистральных долин Юго-Восточного Алтая. Однако описания речных отложений и выяснения их стратиграфического положения большинством исследователей не производилось. В течение нескольких полевых сезонов изучены аллювиальные отложения долин Чуи, верхней и средней Катуни, на основании которых реконструирована их позднечетвертичная история.

Формирование аллювиальных отложений и рельефа в долинах Чуи и Катуни можно представить в виде событийной последовательности этапов, характеризующихся спецификой соотношения эрозии и аккумуляции, в зависимости от климатических изменений. Точкой отсчета аллювиального развития долин является завершение оледенения после 100 тыс. лет назад (MIS 5c) и до 90 тыс. лет назад (MIS 5b) [Зольников и др., 2016]. Первый послеледниковый этап в развитии речных долин Юго-Восточного Алтая характеризуется преобладанием процессов аккумуляции, о которых свидетельствует геологическое строение трех опорных разрезов констративного аллювия аккумулятивных террас. Нижнеуймонское обнажение вскрыто карьером в уступе второй речной террасы (N = 50.20446º, E = 85.94220º). В стенках высотой до 14 м представлено цикличное чередование слоев серого косослоистого и полого мульдообразно слоистого гравийно-галечника русловой фации, мощностью от 2,2 до 5,2 м, и светло-серого тонко параллельно- и субгоризонтально-слоистого песко-гравийника и алевропеска пойменной фации, мощностью от 0,3 до 2,4 м. Из пойменных песков отобраны образцы для OSL датирования, по которым получены возрасты 89+8 тыс. лет (RIS0-132534) и 79+5 тыс. лет (RIS0-132533) [Зольников и др., 2016].

Стратиграфическим аналогом является Усть-башталинское обнажение в западной части Уймонской котловины (N = 50.26448°, E = 85.67481°). Обрыв высотой 12 метров (2–3 м основания скрыто осыпью) вскрывает снизу вверх два русловопойменных цикла. Русловые пачки косослоистого гравийно-галечника, мощностью от 1,3 до 2,5 м. Пойменные параллельно-слоистые пески и алевриты, мощностью от 0,9 до 4,6 м. Из алевритов отобраны гастроподы (6,8 м от бровки обрыва), по которым получена ^{14}C дата AA95968 древнее 45,7 тыс. лет (AMS, Аризонская лаборатория, США) [Деев и др., 2013; Зольников и др., 2016]. Из песков (6,4 м от бровки обрыва) взят образец, для которого определен OSL-возраст 77±5 тыс. лет (RIS0-132537).

Региональный характер обстановки аллювиального осадконакопления подтверждается изучением Малояломанского разреза, являющимся стратиграфическим аналогом выше приведенных разрезов. В стенках карьера, расположенного в левобережной средней террасе р. Катунь, близ устья р. Малый Яломан (N = 50.49726°, E = 86.59146°) вскрыты серии косослоистого и мульдообразно-слоистого гравийно-галечника, галечника, гравийника, мощностью по 2–4 м. В южной стенке на глубине 2,5 м от основания карьера выходит слой палево-серого крупнозернистого пойменного песка, мощностью 2–6 см. Из песков получена

OSL дата 89±10 тыс. (RIS0-132543), коррелирующаяся с датами описанных выше аллювиальных отложений в Уймонской котловине (89±8, 79±5, 77±5 тыс. лет).

Второй этап событийной истории характеризуется врезанием реки на 25 метров от уровня кровли констративного аллювия Малояломанского разреза. Данный врез фиксируется подошвой аллювия в Среднекатунском разрезе (N = 50.50495°, E = 86.56578°). Глубина данного вреза отражена площадками средних террас высотой 25–29 м от уреза реки, которые являются отражением третьего этапа развития речных долин, который был связан с расширением долины и формированием маломощного субстративного аллювия.

Четвертый этап истории формирования речных отложений изучен в Среднекатунском обнажении левобережного обрыва излучины р. Катунь около пос. Малый Яломан (N = 50.50495°, E = 86.56578°). Общая протяженность стенки обрыва более 580 м. На цокольном основании, мощностью 20–24 м [Зольников и др., 2015] залегают аллювиальные мульдообразно-слоистые галечники с гравийными песками, мощностью до 8 м. В западной части разреза в цокольных отложениях на глубину до 25 метров пропилено палеорусло, выполненное параллельно слоистыми песками и алевритами. Из основания тонкозернистой пачки получен OSL возраст 39±4 тыс. (RIS0-142566), который фиксирует верхнюю границу 4-го этапа аллювиального вреза.

Пятый этап речной аккумуляции фиксируется в Среднекатунском разрезе косослоистыми гравийно-галечниками русловой фации аллювия, залегающими поверх цоколя и погребенного русла. Гравийно-галечники перекрываются параллельно слоистыми песками пойменного аллювия. Стратиграфические аналоги аллювиальных отложений 5-го этапа изучены в Маргалинском обнажении, расположенном в восточной части Уймонской котловины около устья р. Маргала (N = 50.18821°, E = 86.00697°). В береговом обрыве надпойменной аккумулятивной террасы р. Катунь, протяженностью более 250 м и высотой до 10 м вскрывается 5 пачек. В основании залегает аллювиальная пачка серого косослоистого галечника и мелкого валунника, видимой мощность от 5,1 до 5,5 м, перекрытая косослоистыми среднезернистыми песками, мощностью 0,5–0,7 м. Вторая пачка подпрудно-аллювиальных параллельно слоистых тонкозернистых алевритистых песков, мощностью 0,5–1,7 м. Из аллювиальных песков второй пачки с глубины 4,4 м от бровки получена OSL-дата 22±1 тыс. лет (RIS0-132540). Из основания перекрывающих подпрудно-озерных осадков с глубины 2,5 м от бровки получена дата 14±1 тыс. лет (RIS0-132541). Обе эти даты соответствуют этапу аллювиальной аккумуляции в MIS 2 и коррелируются с данными, полученными из аналогичных аллювиальных завально- и ледниково-подпрудных отложений долины р. Чуя в районе лога Куэхтанар и ур. Баротал [Зольников и др., 2016]. В восточном окончании обнажения первая надпойменная терраса, высотой до 5 м срезает отложения описанной выше второй надпойменной террасы и прилегает к ним. Таким образом, между накоплением аллювия десятиметровой и пятиметровой террас фиксируется эрозионный размыв, который можно выделить как 6 этап вреза. Из основания первой надпойменной террасы из глинистого горизонта отобран растительный детрит, ^{14}C возраст которого составляет 5890–5810 лет назад (UGAMS-27116) [Зольников и др., 2016]. Эта дата указывает на начало 7-го этапа аккумуляции, который приходится на середину голоцена. В настоящее время наблюдается речной врез, который можно выделить в 8-й этап врезания.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00426 мол_а.

Список литературы

1. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А.* Генезис отложений высоких террас рек Чуя и Катунь // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. № 1 (17), Новосибирск, 2014. С. 30–40.

2. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Назаров Д.В., Котлер С.А.* Сравнительный анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1483–1495.

3. *Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В.* Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ФИТОИНДИКАЦИИ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ

APPLICATION OF PHITOINDICATION METHODS IN THE RECONSTRUCTION OF PALEOLANDSCAPES

Е.А. Кошелева

Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
koshelevaelen@yandex.ru

E.A. Kosheleva

Russian state pedagogical university of A.I. Gertsen, St.-Petersburg, Russia

Одной из проблем палеоландшафтоведения в настоящее время является определение точной биоценотической или фациальной принадлежности территории исследования на разных этапах голоцена. В решении данного вопроса существенную роль играет определение спорово-пыльцевых спектров (СПС) репрезентативных для территории исследования разрезов.

Экология видов растений практически не изменялась на протяжении голоцена. Структура современной растительности находит отражение в поверхностных или субрецентных СПС. На их формирование влияют: различная пыльцевая и споровая продуктивность, дальность переноса воздушным и водным путем, степень устойчивости к разрушению в отложениях различного генезиса [Erdtman, 1943; Федорова, 1952а, б; Тюремнов, Березина, 1965; Сладков, 1967; Hicks et al., 1996 и др.].

По мнению Л.В. Филимоновой [2005]: «Отражение современного состава растительности в субрецентных СПС чаще всего неадекватное. Доля пыльцы Picea в основном занижена, а Betula – завышена. Среднее значение для пыльцы Picea из спектров, отобранных на болотах, изменялись в пределах 2.2–4.8, пыльцы Pinus – 0.7–1.1, Betula – 0.4–0.6, Alnus – 0.7–0.8».

Субрецентные спектры тундры и лесотундры, как правило, искажены занесенной пыльцой деревьев. Наибольшую значимость для реконструкций имеет идентификация пыльцы Betula czerepanovii, B. nana, Salix, Juniperus, Empetrum, Ericales, а также Rubus chamaemorus, Dryas octopetala, Ephedra, Chamaepericlymenum suecicum, Oxyria digina, Rumex, Saxifraga oppositifolia, Thalictrum alpinum, Urtica, Armeria, Draba, Helianthemum, спор Selaginella sellaginoides, видовые определения представителей семейств Lycopodiaceae и Polypodiaceae [Елина, Филимонова, 2000; Елина и др., 2002].

Комплексное исследование территории с учетом характеристик литогенной основы и особенностей рельефа в совокупности с информацией о современной растительности, позволяет произвести реконструкции палеорастительности и фациальной принадлежности территории в целом.

Проблемы, связанные с сохранностью растительных остатков, затрудняют определение представленной растительности до вида, что находит отражение в опубликованных спорово-пыльцевых диаграммах. Если они не сопровождаются полным комментарием, это затрудняет определение многих показателей, прежде всего, палеоклиматических.

Кроме указанных выше методов определения фациальной принадлежности, по нашему мнению возможно применение и других методов фитоиндикации. Например, для геоботанического описания современного растительного покрова часто используются диапазонные экологические шкалы: Л.Г. Раменского [1956], Д.Н. Цыганова [1983], и точечные шкалы Г. Элленберга [1991] и Е. Ландольда [1977].

Рассмотрев несколько ключевых спорово-пыльцевых диаграмм, отражающих разные периоды голоцена, по которым ранее была уже произведена климатическая и фациальная обработка, мы выяснили следующие особенности применения шкал Д.Н. Цыганова в обработке математическим методом [Базук, 2009]:

1. Регрессивный анализ действительно позволяет определить толерантность растений, выделенных в отдельных слоях торфяных или озерных отложений по ряду основных факторов – тип климата, увлажненность и кислотность почв, освещенность и др.

2. В СПС чаще всего диагностируются семейства и только отдельные виды растений-индикаторов. Применение указанного выше метода требует более детального определения принадлежности растительных остатков и спор или введения усредненных показателей для всего семейства в целом.

3. Применение этого метода может облегчить реконструкцию истории территории исследования

на определенном временном отрезке для не специалистов в области ботаники или палинологии.

Применение различных методов фитоиндикации незаменимо, когда определение палеофациальной принадлежности территории исследования на одном из этапов голоцена затруднено или даже невозможно из-за отсутствия данных по конкретному местоположению. Создание региональных баз палеоландшафтных данных может заметно облегчить эту проблему.

Список литературы

1. *Бузук Г.Н. Созинов О.В.* Регрессионный анализ в фитоиндикации (на примере экологических шкал Д.Н. Цыганова) // Ботаника (исследования): Сборник научных трудов. / Ин-т эксперимент. бот. НАН Беларуси. Минск: Право и экономика, 2009. Вып. 37. С. 356–362.

2. *Елина Г.А., Филимонова Л.В.* Динамика растительности северо-запада Кольского полуострова в голоцене // Ботан. журн. 2000. Т. 85. № 9. С. 34–55.

3. *Елина Г.А., Филимонова Л.В., Лаврова Н.Б.* Палинологические исследования тундровой зоны Кольского полуострова: новые методические подходы // Ботан. журн. 2002. Т. 87. № 1. С. 3–27.

4. *Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков О.Н., Антипов Н.А.* Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М.: Сельхозгиз, 1956. 472 с.

5. *Сладков А.Н.* Введение в спорово-пыльцевой анализ. М., 1967. 270 с.

6. *Тюремнов С.Н., Березина Н.А.* О разрушении пыльцы древесных пород в различных условиях водно-минерального режима // Вестник МГУ. Сер. V., Биол., почвовед. 1965. С. 62–71.

7. *Федорова Р.В.* Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1952а. Т. 2. Вып. 7. С. 91–103.

8. *Федорова Р.В.* Распространение пыльцы и спор текучими водами // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1952б. Т. 52. Вып. 7. С. 46–72.

9. *Филимонова Л.В.* Динамика растительности среднетаежной подзоны Карелии в позднеледниковье и голоцене (палеоэкологические аспекты) / Автореф. дис. … канд. биол. наук. Петрозаводск, 2005. 24 с.

10. *Цыганов Д.Н.* Фитоиндикация экологических режимов в подзоне хвойно-широколиственных лесов. М.: Наука. 1983. 196 с.

11. *Erdtman G.* An introduction to pollen analisis. Wetharm. Muss. USA. 1943. 357 p.

12. *Ellenberg H., Weber H.E., Düll R., Wirth V., Werner W., Paulißen D.* Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa [Indicatorvalues of plants in Central Europe]. 1991. Scripta Geobotanica. V. 18. Verlag Erich Goltze KG, Göttingen. 248 p.

13. *Hicks Sh., Pellikka P. and Eeronheimo H.* The relationship of modern pollen deposition to local and regional vegetation in the Pallas area using high accuracy numerical vegetation mapping / Pallas-Symposium, 1996. P. 37–47.

14. *Landolt E.* Okologische Zeigerwerts zur Sweizer Flora. Veroff. Geobot. Inst. ETH. Zurich. H. 64. 1977. P. 1–208.

МАТЕРИАЛЫ К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ МИКРОТЕРИОФАУНЫ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА

DATA ON THE HISTORY OF MODERN MICROTERIOFAUNA OF THE CHERNYSHEV RIDGE

И.В. Кряжева

Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия,
Innageologi@mail.ru

I.V. Kryazheva

Institute of Geology, Komi Scientific Centre, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia

Голоценовая история фауны мелких млекопитающих представляет интерес, как пример трансформации сообществ под воздействием естественной динамики климата.

В данной работе приводятся результаты изучения трех местонахождений гряды Чернышева, расположенных на реке Шарью (левый приток в нижнем течении р. Усы, ГО Усинск, Республика Коми). Гряда Чернышева оставалась неизученным районом в отношении истории микротериофауны, выявлению специфики которой посвящена настоящая работа.

Самый древний ископаемый комплекс (субатлантик), обнаруженный в долине реки Шарью, происходит из отложений грота Шарью-1 (1510± ±35 некалиброванных л.н. GrA-66862). Он расположен на правом берегу реки в 1.5 км ниже по течению от геологического памятника природы Окно, в скальном выходе известняков силура (66°09.186′ с.ш., 58°43.792′ в.д.) и представляет собой небольшой грот высотой 1 м, шириной 0.8 м и глубиной 2 м.

Здесь были найдены красная и рыжая полевки (вместе 33.9%), полевка экономка (21.5%), водяная полевка (14.8%), темная полевка (11.2%), лесной (6.3%), сибирский (1.4%) и копытный (0.7%) лемминги.

На севере Урала сообщества субатлантика известны также из местонахождений Кожым-2 и 4 (западный склон Приполярного Урала) и Янгана-Пе-4 (восточный макросклон Полярного Урала). В ископаемом комплексе из грота Кожым-2 с датировкой 1655±35 некалиброванных л.н. (GrA-49355) были найдены красная и рыжая полевки (39.5%), водяная полевка (29.3%), темная полевка (15.6%), полевка экономка (5%), сибирский (5%) и лесной (2.9%) лемминги, узкочерепная полевка (2.7%) [Кряжева, 2012; Кряжева и др., 2012; Кряжева, Пономарев, 2014].

В сообществе из грота Кожым-4 с датировкой 1620±30 некалиброванных л.н. (GrA-66465) были определены красная и рыжая полевки (вместе 34.1%), темная полевка (24.3%), водяная полевка (16.2%), полевка экономка (11.1%), лесной (10.8%), сибирский (3%) и копытный (0.5%) лемминги [Кряжева, 2013; Кряжева, Пономарев, 2014].

В фауне из слоя 2 Янгана-Пе-4 с датировкой 1720±120 некалиброванных л.н. найдены сибирский (25.2%) и копытный (24.5%) лемминги, узкочерепная полевка (11.8%), рыжие полевки (21.6%), темная полевка (7.8%), водяная полевка (3%), белка (2%), лесной лемминг (1.6%) и единичные зубы полевки экономки [Кузьмина, Головачев, 1999].

По палинологическим данным в это время на равнинной территории Республики Коми и в ее горной части получили развитие темнохвойные леса из ели со значительной примесью сосны. Отличительной чертой того времени для северо-востока европейской части России являлся расцвет еловых лесов, чему способствовало потепление – так называемый малый климатический оптимум [Голубева, 2008; Дымов и др., 2011, Кряжева, Голубева 2016]. Потепление климата привело к формированию северотаежных еловых лесов с примесью сосны и березы и на Полярном Урале (хребет Енгана-пе). О чем свидетельствуют сохранившиеся с начала среднего субатлантического периода реликтовые образования ельников чернично-зеленомошных [Дымов и др., 2011].

Из представленных материалов видно, что в субатлантическое время микротериофауна гряды Чернышева имела типичный лесной облик и была практически идентична сообществам мелких млекопитающих Приполярного Урала, что хорошо согласуется с данными по истории растительности и ландшафтов северо-востока Европы в это время. Различия в составе фауны мелких млекопитающих гряды Чернышева и восточного макросклона Полярного Урала связаны, скорее всего, с меридиональным градиентом природных условий.

Комплексы остатков мелких млекопитающих из погадок найденных в местонахождениях Шарью-2 и Шарью-3 дают представление о современной фауне района исследований.

В сообществе Шарью-2 были найдены остатки мелких млекопитающих только из микроразмерной группы – темная полевка (63.3%), красная и рыжая полевки (вместе 32%) и полевка экономка (4.7%). В фауне Шарью-3 видовой состав более разнообразный – темная полевка (45.2%), водяная полевка (24.3%), белка (11.9%), красная и рыжая полевки (11.2%), полевка экономка (3.9%) и ондатра (3.4%). Такие существенные различия в составе одновозрастных и близко расположенных друг к другу локальных фаун связаны, скорее всего, с избирательностью отлова разными видами пернатых хищников.

В современной фауне Приполярного и Северного Урала наблюдается похожая картина. В местонахождение Кожым-5 [Кряжева, 2013; Кряжева, Пономарев, 2014] были обнаружены темная полевка (37.6%), водяная полевка (19.9%), полевка экономка (19.5%), лесной лемминг (12.2%), красная и рыжая полевки вместе (9.9%), белка (0.5%) и ондатра (0.4%). В погадках собранных в долине реки Щугер [Кряжева и др., 2012] были определены полевка экономка (40.4%), белка (25%), темная полевка (12.4%), лесной лемминг (11%), красная и рыжая полевки вместе (6%) и водяная полевка (4.4%). В местонахождении Шежым преобладают остатки белки (29.8%), примерно в равных долях (по 8–11%) представлены остатки водяной, темной, полевки-экономки, лесного лемминга. Полевки трех видов *Clethrionomys* вместе составили 13% [Смирнов, Садыкова, 2003].

Интересен и тот факт, что в погадках, найденных в долине реки Шарью, не было обнаружено остатков лесного лемминга, в то время как в сообществе мелких млекопитающих Приполярного и Северного Урала на их долю приходится более 10% от всех остатков. Лесной лемминг населяет таежную зону: ельники разного типа, сосново-еловые леса, а также обитает в смешанных лесах и ивняковых зарослях по берегам рек [Фауна…, 1994]. Такие биотопы в настоящее время наблюдаются на Приполярном, Северном Урале и на территории гряды Чернышева [Атлас Коми АССР, 1964, Бобрецов и др., 2005, Биоразнообразие…, 2010]. Поэтому, можно предположить, что полное отсутствие лесного лемминга в локальных ориктоценозах гряды Чернышева связано с избирательностью при отлове своих жертв пернатыми хищниками.

В результате исследований было установлено, что в субатлантическое время микротериофауны гряды Чернышева и Приполярного Урала были практически идентичными и имели лесной облик, характерный для всех позднеголоценовых сообществ северо-востока Европы, что неудивительно, учитывая географическую близость районов. Эти фауны отличались от сообществ восточного макросклона Полярного Урала, которые имели типичные тундровые состав и экологическую структуру. В современных комплексах мелких млекопитающих (последние 80 лет) гряды Чернышева и сопредельных территорий имеются явные различия, имеющие тафономическую природу.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 16-35-00116 мол_а и Программы фундаментальных исследований УрО РАН № 15-18-5-38.

Список литературы

1. Атлас Коми АССР. М., 1964. 112 с.

2. Биоразнообразие водных и наземных экосистем бассейна реки Кожым (северная часть национального парка «Югыд ва») / Отв. Редактор Е.Н. Патова. Сыктывкар, 2010. 192 с.

3. *Бобрецов А.В., Лукьянова Л.Е., Порошин Е.А.* Структура и динамика населения мелких млекопитающих предгорий Северного Урала // Закономерности зональной организации комплексов животного населения европейского Северо-Востока. – Сыктывкар. 2005. С. 5–20. (Тр. Коми научного центра УрО Российской АН, № 177).

4. *Голубева Ю.В.* Климат и растительность голоцена на территории республики Коми // Литосфера. 2008. № 2. С. 124–132.

5. *Дымов А.А., Загирова С.В., Марченко-Вагапова Т.И.* Формирование еловых биогеоценозов на Полярном Урале // Лесоведение. 2011. № 5. С. 12–23.

6. *Кряжева И.В.* Мелкие млекопитающие позднего плейстоцена и голоцена Приполярного Урала// Автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар. 2012. 18 с.

7. *Кряжева И.В., Голубева Ю.В.* Новые данные по пещерным отложениям бассейна р. Кожым // Структура, вещество, история литосферы Тимано – Североуральского сегмента. Мат. XXV научн. конф. Сыктывкар: Геопринт, 2016. С. 102–105.

8. *Кряжева И.В., Пономарев Д.В.* Микротериофауна западного склона Приполярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене (р. Кожым) // Вестник Института геологии. Сыктывкар. 2014. № 5. С. 3–9.

9. *Кряжева И.В., Пономарев Д.В., Т. ван Кольфсхотен, Х. ван дер Плихт.* История формирования современных сообществ микромаммалий Приполярного Урала // Экология. 2012. № 6. С. 434–441.

10. *Кузьмина Е.А., Головачев И.Б.* Позднеголоценовые грызуны из местонахождения Ян-гана-Пе-4 на Полярном Урале // Развитие идей академика С.С. Шварца в современной экологии: материалы конф. Екатеринбург. 1999. С. 100–104.

11. *Никифорова Л.Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.

12. *Смирнов Н.Г.* Динамика видов и их комплексов как предмет исследований исторической экологии // Экология. 2006. № 6. С. 452–456.

13. *Смирнов Н.Г., Садыкова Н.О.* Источники погрешностей при фаунистических реконструкциях в четвертичной палеозоологии // Четвертичная палеозоология на Урале. Екатеринбург: изд. Урал. ин-та, 2003. С. 98–115.

14. Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. ч. 1. СПб.: Наука, 1994. 280 с.

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ И ПЕРВЫЕ СЛЕДЫ АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ВИШТЫНЕЦКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) В ГОЛОЦЕНЕ

ENVIRONMENTAL VARIABILITY AND THE FIRST TRACE OF ANTHROPOGENIC ACTIVITY IN VISHTYNETSK HIGHLAND (KALININGRAD REGION)

Ю.А. Кублицкий[1], Д.А. Субетто[1,2], Н.Б. Лаврова[3], М.А. Кулькова[1], Л.А. Нестерова[1,4], К.В. Александрова[1]

[1] РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия,
uriy_87@mail.ru
[2] Институт Водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
[3] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
[4] Санкт-Петербургский государственный университет телекоммуникаций им. проф. М.А. Бонч-Бруевича, Санкт-Петербург, Россия.

I.A. Kublitskiy[1], D.A. Subetto[1,2], N.B. Lavrova[3], M.A. Kulkova[1], L.A. Nesterova[1,4], K.V. Alexandrova[1]

[1] Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Rrussia
[2] Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre of the RAS, *Petrozavodsk*, Russia
[3] Institute of Geology, Karelian Research Centre of the RAS, Petrozavodsk, Russia
[4] The Bonch-Bruevich Saint-Petersburg State University of Telecommunications, *Russia*

Территория Калининградской области играет большую роль для палеогеографической реконструкции юго-восточной части Балтийского региона, поскольку по ней проходит граница между зоной широколиственных и хвойных лесов.

Виштынецкая возвышенность освободилась от ледника раньше, чем остальная территории Калининградской области, поэтому донные отложения озер тут наиболее древние [Кублицкий и др. 2016]. Несмотря на то, что на данной территории раньше проводились палеогеографические работы [Druzhinina et al., 2015, Кублицкий и др. 2014, 2016а], данные об изменениях растительности в голоцене не были рассмотрены. В нашем исследовании проведена реконструкция природных изменений, основанная на изучении донных отложений оз. Чистого, расположенного на наиболее высоких гипсометрических отметках Виштынецкой возвышенности (207 м) палинологическим, литостратиграфическим, радиоуглеродным методом и методом потерь при прокаливании.

Осадконакопление началось в озере более 12 500 кал.л.н. Содержание органического вещества варьируется от 2 до 75%. Данные указывают на изменения природных условий от холодных условий с преобладанием кустарничков и травянистых сообществ с сосной к теплым условиям с преобладанием широколиственных пород (орешник, вяз, липа), с последующим похолоданием, обозначенным сокращением пыльцы широколиственных пород и увеличением пыльцы ели.

Первые признаки присутствия человека определены по наличию пыльцы ржи, сегетальных и рудеральных растений, резкому сокращению площади смешанных лесов, наряду с увеличением пыльцы растений постпирогенных сообществ. Горизонт донных отложений, в котором обнаружены эти признаки, имеет специфические черты: серовато-оливковый цвет, резкое сокращение ППП (с 40% до 7%). Аналогичный горизонт обнаружен в донных отложениях оз. Камышовое – геохимический анализ указывает на резкий пик оксида фосфора, что является косвенным признаком антропогенной нагрузки. Данный горизонт имеет возраст 2748–2490 кал.л.н. [Кублицкий, 2016], что примерно можно считать началом ведения подсечно-огневого хозяйства в регионе.

Для уточнения реконструкции планируется проведение геохимического анализа и радиоуглеродного анализа

Исследование выполняется при поддержке гранта РФФИ Мол_нр 15-35-50721.

Список литературы

1. *Кублицкий Ю.А.* Динамика природных условий юго-восточной части Балтийского региона в позднем неоплейстоцене и в голоцене: дисс. канд. геогр. наук: 25.00.25. СПб, 2016. 150 с.

2. *Кублицкий Ю.А., Субетто Д.А., Арсланов Х.А., Дружинина О.А., Сходнов И.Н.* Палеоклиматическая реконструкция изменений природно-климатических обстановок в конце плейстоцена и голоцене в Юго-Восточной части Балтийского региона по данным литологического анализа и динамике потерь при прокаливании // Общество. Среда. Развитие. 2014. № 2. С. 179–185.

3. *Кублицкий Ю.А., Харин Г.С., Субетто Д.А., Арсланов Х.А.* Реконструкция формирования озер Виштынецкой возвышенности (Калининградская область) и их седиментационных процессов // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 1. С. 100–106.

4. *Druzhinina O., Subetto D., Stančikaitė M., Vaikutienė G., Kublitsky J., Arslanov Kh.* Sediment record from the Kamyshovoe Lake: history of vegetation during late Pleistocene and early Holocene (Kaliningrad District, Russia) // Baltica. 2015. № 28 (2). P. 121–134.

ОБОСНОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА (ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ, РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ АНАЛИЗЫ) ОТЛОЖЕНИЙ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ИШИМСКУЮ СВИТУ (ВЕРХНИЙ МИОЦЕН) НА ЮГЕ ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

SUBSTANTIATION OF THE QUATERNARY AGE (PALYNOLOGY AND RADIO-CARBON ANALYZES) OF THE DEPOSITS OVERLYING THE ISHIM FORMATION (UPPER MYOCENE) IN THE SOUTH OF THE TYUMEN REGION (WESTERN SIBERIA)

О.Б. Кузьмина[1], И.В. Хазина[1], П.В. Смирнов[2, 3], О.А. Константинов[2], А.Р. Агатова[4, 5]

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия
kuzminaob@ipgg.sbras.ru, khazinaiv@ipgg.sbras
[2] Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия
[3] Технический Университет Клаусталь, Клаусталь-Целлерфельд, Германия,
geolog.08@mail.ru
[4] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[5] Уральский Федеральный Университет, 620002, Екатеринбург, Россия,
agatr@mail.ru

O.B. Kuzmina[1], I.V. Khazina[1], P.V. Smirnov[2, 3], O.A. Konstantinov[2], A.R. Agatova[4, 5]

[1] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia
[3] Technische Universität Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Germany
[4] V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[5] Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

Объект исследований расположен на юге Тюменской области близ с. Масали, представляет собой естественное обнажение видимой мощностью около 5 м. Нижняя часть разреза (инт. 1.8–5 м), сложенная светло-серыми песками и алевропелитами, относится к ишимской свите верхнего миоцена. Верхняя часть (инт. 0–1.8 м) представлена переслаиванием светло-серых, коричневых, почти черных алевритов. Возраст и генетическая связь слоистой толщи алевритов с ишимской свитой до сих пор не была ясна. Первоначально предполагалось, что она относится к павлодарскому горизонту (верх-

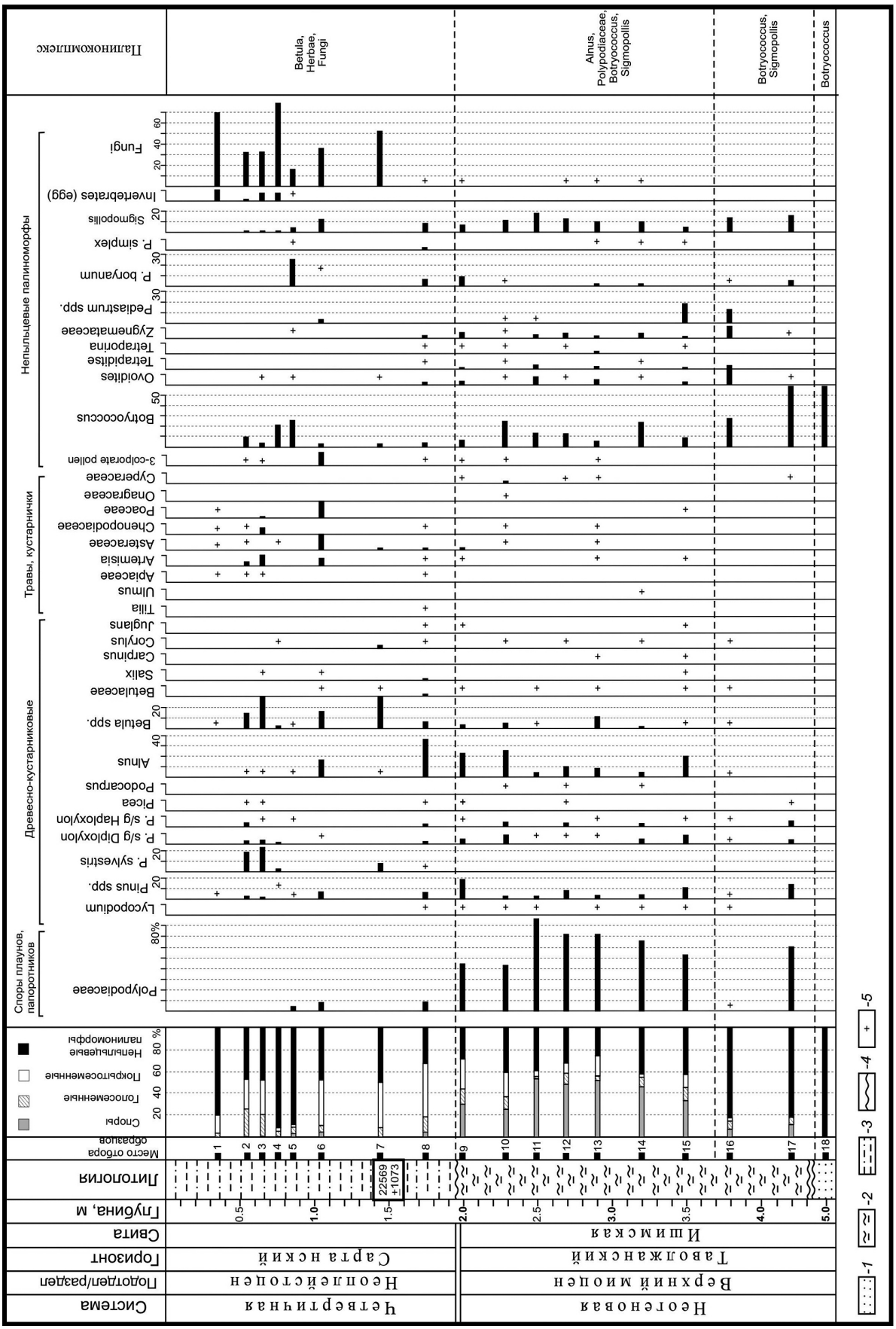


Рис. 1. Палинологическая диаграмма разреза верхнемиоценовых и четвертичных отложений у с. Масали (Тюменская обл.). Условные обозначения: 1 – пески, 2 – алевропелиты, 3 – глинистые алевриты с большим количеством органики, 4 – перерыв в осадконакоплении, 5 – содержание компонента менее 1%

ний миоцен) Западной Сибири. Предварительный палинологический анализ показал, что палинокомплекс (ПК), характеризующий эту толщу, значительно отличается по структуре и составу от ПК, выявленных из ишимской свиты [Кузьмина и др., 2016].

Разрез был детально опробован на палинологический анализ, из верхней части был отобран образец на радиоуглеродный анализ.

Палиноспектры (ПС), характеризующие слоистую толщу алевритов, условно объединены в один ПК (рис. 1). В целом, для него характерно доминирование в составе покрытосеменных пыльцы Betula, значительная доля участия пыльцы трав (Herbae), а также спор грибов-эпифитов (Fungi). Субдоминантом среди непыльцевых палиноморф является микрофитопланктон (Botryococcus sp., Pediastrum spp., Sigmopollis sp., Zygnemataceae). В ПК также отмечены яйца беспозвоночных, почвенные клещи, крылья насекомых. Спектры, входящие в состав ПК неоднородны по количественному составу основных таксонов и, вероятно, отражают смену условий осадконакопления. Литологическое строение толщи также указывает на это обстоятельство – темные, почти черные, богатые гумусом алевриты чередуются со светло-серыми, обедненными органикой алевритами. ПС из нижней части толщи (инт. 1.7–1.8 м) более всего отличается от остальных. Его характеризует доминирование пыльцы Alnus, что может быть следствием перемыва подстилающих отложений, в ПС также обнаружены единичные широколиственные (Pterocarya, Juglans).

ПС, выявленные из отложений инт. 0.3–1.6 м, объединяет значительная доля участия спор грибов-эпифитов (рис. 1). Определены Glomus spp., Alternaria-type, Multicellate-type, Podospora-type, Lycoperdon-type, Puccinia-type. Такие споры не распространяются на большое расстояние и являются индикаторами местных условий осадконакопления. Споры грибов редко встречаются в озерных отложениях, обычно они характерны для торфяных и почвенных осадков, сформировавшихся в относительно засушливых условиях [Van Geel, 2001]. В пробе с гл. 0.5–0.6 м в составе непыльцевых палиноморф доминируют хламидиоспоры почвенных грибов рода Glomus, что является показателем усиления темпов эрозии почвы. В инт. 0.7–0.9 м доля пыльцы древесных и травянисто-кустарничковых растений сведена к минимуму (рис. 1), одновременно в комплексе резко возрастает доля участия микрофитопланктона, что указывает на сокращение наземной растительности, в таком сочетании эти микроводоросли встречаются в небольших дистрофных озерах с чистой водой и в торфяных болотах. В инт. 0.3–0.7 м снова наблюдается восстановление наземной растительности, причем, в составе древесных значительно увеличивается доля сосен, а доля участия микрофитопланктона снижается.

На радиоуглеродный анализ был отобран образец из глинистых алевритов в 1.5 м от дневной поверхности (рис. 1). Датирование по гуминовым кислотам было проведено радиоуглеродным методом по стандартной методике в ИГМ СО РАН (Новосибирск). Определение остаточной активности углерода выполнено на установке QUANTULUS-1220 (Liquid Scintillation Counters). Получена радиоуглеродная дата – 18 690±450 СОАН-9578. Калиброванный возраст отложений с доверительным интервалом 2σ составляет 22 569±1073 cal BP. Исследование показало, что накопление слоистой толщи алевритов происходило в позднем неоплейстоцене в эпоху сартанского оледенения, осадки формировались в относительно холодном и сухом климате. Спорово-пыльцевая часть ПС позволяет реконструировать в пределах исследуемой части Западно-Сибирской равнины существование лесной мелколиственной растительности с доминированием березы, открытые участки были заняты разнотравьем.

Список литературы

1. *Кузьмина О.Б., Хазина И.В., Смирнов П.В., Константинов А.О.* Новые палинологические данные из ишимской свиты верхнего миоцена (разрез Масали, Западно-Сибирская равнина) // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2016. XII Междунар. науч. конгр., 18–22 апреля 2016 г. Новосибирск: Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология». Т. 1. С. 79–83.

2. *Van Geel B.* Non-pollen palynomorphs. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, 2001. Volume 3. Kluwer, Dordrecht. P. 99–119.

О ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ГОЛОЦЕНА И ОБ ЭПИГОЛОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ (ПАЛИНОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

ON THE DURATION OF THE HOLOCENE AND THE EPIHOLOCENE GLACIATION (PALINOCHRONOLOGICAL METHOD: FIRST RESULTS)

А.С. Лавров, Л.М. Потапенко

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия
alav2-lpot2@yandex.ru

A.S. Lavrov, L.M. Potapenko

FGUNPP «Aerogeologiya», Moscow, Russia

В процессе работы как над первой, так и над второй монографиями [Лавров, Потапенко, 2005, 2012] было доказано шестикратное оледенение *северо-востока Русской равнины* в течение палеомагнитной эпохи Брюнес. Результаты разработанного авторами кинетостратиграфического анализа основных морен [Лавров, Потапенко, 2005, с. 12–18, Лавров, Потапенко, 2012, с. 17–26][1], внедренного в повседневную практику геолого-съемочных работ при составлении Государственной геологической карты [Государственная…, 1985; Государственная…, 1999] масштаба 1 000 000, надежно установили, что роль ледниковых центров в течение последних пяти оледенений этого региона не была постоянной. Она менялась от оледенения к оледенению и это отражалось как на размерах соответствующих ледниковых покровов, так и на расположении зон их контактов [Лавров, Потапенко, 2012, рис. 3, 4]. Причина подобного непостоянства и его связь с какими-либо природными факторами не рассматривалась.

Составить первое объяснение этого явления, основанное не на общих рассуждениях, а на комплексе фактов, позволило применение палинохронологического метода (ПХМ), также разработанного авторами [Лавров, Потапенко, 2012, с. 164–170].

Палинохронологический метод базируется на комплексе фактов, объединяющем данные пяти независимых методов: радиоуглеродного, палинологического, геоморфологического, кинетостратиграфического и палеогидрологического [Лавров, Потапенко, 2012, часть VI].

ПХМ позволил документально привязать к океанической изотопно-кислородной кривой не только эпохи всех оледенений, но и их фазы, а также эпохи всех разделяющих их межледниковий. Результатом такого применения ПХМ является таблица, приведенная ниже.

Палинохронологический метод позволил установить с точностью до одной тысячи лет: 1. Хронологические рубежи стадий и фаз развития ледниковых покровов; 2. Продолжительность оледенений и разделяющих их межледниковий;

Данные ПХМ в сочетании с результатами кинетостратиграфического анализа четко и однозначно показывают, что масштабы и направления движения ледниковых покровов как северо-западного (Скандинавского), так и северо-восточного (Новоземельско-Пайхойского) центров оледенений были тесно связаны с продолжительностью и спецификой межледниковий, предшествовавших каждому оледенению (таблица).

А именно:

1) После относительно длительных межледниковий без четко выраженных, или с несколькими оптимумами (межледниковья C-B и E-D) преимущественное развитие получали ледники Скандинавского центра (ледники B и D). 2) Относительно короткие межледниковья с четко выраженными оптимумами (межледниковья F-E, D-C и B-A) заканчивались вторжением в регион ледников Новоземельско-Пайхойского центра (ледники E, C, A).

Причины установленных закономерностей кроются в специфических особенностях динамики системы «атмосфера – океан – ледники». Раскрытие этой темы требует отдельного рассмотрения и тщательного анализа всех компонентов системы.

Кроме первой, отчетливо прослеживается вторая закономерность не менее яркая и, возможно, не менее значимая.

[1] Эти монографии можно найти по адресу http://ainokirillova.com/ в разделе Библиотека/Геоморфология.



ОЛЕДЕНЕНИЯ									межледниковья	Продолжит. межледниковья (тыс. лет)	Циклы осадконакопления, их продолжит. (тыс. лет)	изотопно-кислородные стадии
Ледник	Начало (тыс. лет)	Стабидизация (тыс. лет)	Продолжит. (тыс. лет)	Терминация			Продолжит. оледенения	Направление движения ледниковья*				
				Начало (тыс. лет)	Окончание (тыс. лет)	Продолжит. (тыс. лет)						
									A-H	>8.7	A+AH >23	
A	23	17	6	17	8,7	8.3	14.3	↙				2
									B-A	102	B+BA 121	3, 4, 5
B	144	133	11	133	125	8	19	↘				6
									C-B	188	C+CB 200	7, 8, 9
C	344	340	4	340	332	8	12	↙				10
									D-C	78	D+DC 99	11
D	443	434	9	434	422	12	21	↘				12
									E-D	175	E+ED 197	13, 14, 15
E	640	628	12	628	618	10	22	↙				16
									F-E	143	F+FE 157	17, 18, 19
F	797	793	4	793	783	10	14	?				20

* Стрелки указывают направление движения льдов Скандинавского (сз-юв) и Новоземельско-Пайхойского (св-юз) ледников (по материалам кинетостратиграфического анализа).

2) Значение обоих центров оледенения для *северо-востока Русской равнины* менялось (от оледенения к оледенению) строго ритмично. Следовательно, требует объяснений и столь же ритмичная смена характера и длительности межледниковий.

Возникает вопрос, не следует ли знание установленных закономерностей использовать (в случае необходимости) для прогноза характера климатических изменений и продолжительности текущего межледниковья – ГОЛОЦЕНА и, конечно же, прогноза местоположения центра очередного ледникового покрова – оледенения, которое мы предлагаем назвать эпиголоценовым.

Учитывая установленную смену центров оледенений, напрашивается вроде бы очевидный прогноз: в эпиголоцене *северо-восток Русской равнины* покроет ледник с центром на Скандинавском полуострове.

Более того, рассматривая закономерности в истории плейстоценовых оледенений планеты Земля, можно достаточно уверенно прогнозировать, что эпиголоценовые ледники покроют не только Скандинавию и север Европы, но и значительные части севера Азии (Западной и Восточной Сибири) и Северо-Американского континента.

Это произойдет, принимая во внимание длительность межледниковий E-D и C-B, не ранее, чем через 150–180 тыс. лет.

Надеемся, что к тому времени земляне проложат и освоят трассу к какой-нибудь планете, не менее прекрасной, чем планета Земля. Например, к одной из семи землеподобных планет, недавно открытых учеными Гарварда, у звезды TRAPPIST-1 – красного карлика в созвездии Водолея.

Разумеется, это произойдет только в том случае, если само человечество не исчезнет в результате техногенной катастрофы глобального масштаба или не деградирует до первобытно-общинного уровня вследствие полного истощения невозобновляемых природных ресурсов планеты Земля.

Список литературы

1. Государственнная геологическая карта СССР (новая серия). Лист Q-38,39 (Мезень) Карта четвертичных отложений. Л.: ВСЕГЕИ, 1985.

2. Государственнная геологическая карта РФ. Лист P-38,39 (Сыктывкар). Объяснительная записка. С.-П.: ВСЕГЕИ, 1999. 264 с.

3. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., 2005. 222 с.

4. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья. М., 2012, 191 с.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КАРЕЛИИ

PALEOGEOGRAPHY OF THE SOUTH-EASTERN KARELIA IN THE LATE GLACIAL – HOLOCENE

Н.Б. Лаврова

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
lavrova@krc.karelia.ru

N.B. Lavrova

Institute of Geology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia

Юго-восточная Карелия – территория уникальная во многих отношениях. Здесь проходит зона сочленения Фенноскандинавского кристаллического щита и Русской плиты, в строении которых принимают участие самые разнообразные по вещественному составу вулканогенные и осадочные образования докембрия и палеозоя, поставлявшие обломочный материал при формировании морен и водно-ледниковых отложений. В геоботаническом отношении территория относится к Водлозерскому округу с господством еловых зеленомошных и сфагновых лесов. Здесь проходит граница лиственницы [Юрковская, 1993].

Значительное потепление климата около 13 тысяч лет назад вызвало интенсивное таяние ледника, огромные площади оледенения в его периферийной части начали терять связь с областями питания и быстро стагнировались. Это было следствием как небольшой мощности и существенного обогащения периферийной части ледника обломками подстилающих пород, так и результатом воздействия крупных выступов рельефа [Демидов, 2006]. Массивы мертвого льда, погребенные под вытаявшей мореной в условиях многолетней мерзлоты, таяли на протяжении тысячелетий. После окончательного таяния этих массивов сформировались особые формы рельефа и отложения – камы, звонцы, гляциокарстовые воронки, кольцевые озы, сетчатые и абляционные морены.

Комплексные исследования (палинологические, литологические) донных отложений десятков озер в юго-восточной части Карелии показали, что формирование их началось только в начале голоцена, после таяния мощных массивов погребенного льда [Демидов, Лаврова, 2001]. Наиболее древняя датировка донных отложений малых озер, указывающая на время локального таяния массивов мертвого льда, получена из донных отложений озера Тамбичозеро (11 635±225) [Wohlfarth et al., 2002]. Известны озера, которые начали образовываться в конце аллереда – начале позднего дриаса. Нижние горизонты отложений этих озер представлены специфическими сезонно-слоистыми алевритами. Подобная текстура отражает интенсивность таяния массивов мертвого льда, окружавших эти палеоводоемы. В большинстве малых озер мощность сезонно-слоистых алевритов невелика (10–50 см), в других достигает нескольких метров. Второй, более масштабный этап озерообразования начался в пребореале–бореале, после окончательного таяния массивов мертвого льда. Осадки представлены сапропелями голоценового возраста, которые подстилаются маломощным слоем песчанистых алевритов.

При реконструкции растительности использованы результаты палинологического анализа донных отложений озер Лайнозеро (61°27' с.ш., 37°26′ в.д., 220 м н.у.м.), Педозеро (62°08' с.ш., 36°36′ в.д., 143 м н.у.м.), Куносозеро (62°44' с.ш., 36°26′ в.д., 156 м н.у.м.).

В аллереде и позднем дриасе на рассматриваемой территории были широко распространены поля и массивы мертвого льда. Кроме этого, низкие температуры, ксерофитизация климата, многолетняя мерзлота создавали неблагоприятные условия для развития растительного покрова. На ограниченных площадях существовали отдельные островки ерниково-зеленомошных тундровых и перигляциально-степных палеоценозов. Средняя летняя температура не превышала +3 °С [Wohlfarth et al., 2002; Wohlfarth et al., 2007]. Основной тенденцией развития растительности в пребореале было увеличение площадей, занимаемых березовыми редколесьями. На возвышенных местоположениях, вершинах и склонах холмов, сложенных песками, к березе присоединялись сосны и лиственницы, в наземном покрове произрастали вересковые кустарнички, злаки, полыни, плауны. Участие тун-



дровых палеосообществ было все еще велико. Во второй половине пребореала большее значение приобретают березовые и сосново-березовые, с участием лиственницы, редкостойные леса, близкие по облику к северотаежным. По-прежнему, сохранялись тундровые и перигляциальные палеоценозы. Средние температуры июля достигали +10 °С [Wohlfarth et al., 2002; Wohlfarth et al., 2007].

В бореальное время основу растительности создавали виды борового ценогенетического комплекса, представленные *Pinus sylvestris*, *Calluna vulgaris* и другими вересковыми, некоторыми видами *Poaceae*, *Asteraceae*, споровыми растениями – *Ptreridium aquilinum*, *Diphasiastrum complanatum*, мхами и лишайниками. Такие леса широко распространялись по территории, занимая не только холмы и гряды, но и равнины с супесчаными почвами. Леса приобретали облик среднетаежных, а к концу периода, возможно, южнотаежных. Тем не менее, растительность все еще сохраняла связи с предыдущей эпохой, преемственность выразилась в сохранении и разнообразии гипоарктических видов (*Betula nana*, *Lycopodium pungens*), степных ксерофитов (*Ephedra*). К середине бореала средняя температура июля возросла до +12–13 °С [Wohlfarth et al., 2002; Wohlfarth et al., 2007].

В атлантическое время зональная растительность приобрела южнотаежный облик. Среднегодовые температуры были выше современных на 2–2,5 °С [Демидов, Лаврова, 2001]. В начале периода доминировали березово-сосновые зеленомошные и крупнотравные леса. К середине рассматриваемого периода все большее распространение получили березово-сосновые леса и ельники. К холмам, озерным террасам были приурочены светлохвойные ценозы, представленные *Pinus sylvestris* с примесью *Larix*. К концу атлантического периода господствующими в юго-восточной Карелии становятся темнохвойные леса, древостой которых обогащают широколиственные породы.

На протяжении суббореального периода главной лесообразующей породой была ель, создающая еловые и сосново-еловые зеленомошные и травяные леса. В древостое принимали участие широколиственные породы. Широкое распространение имели мелколиственные, черноольховые и елово-черноольховые сообщества. Для лесов завершающей части суббореала характерен среднетаежный облик.

В субатлантическое время в растительном покрове преобладали среднетаежные кустарничково-зеленомошные и сфагновые еловые и сосново-еловые леса, постепенно приобретавшие облик современных.

Таким образом, в областях холмисто-моренного рельефа юго-восточной части Карелии процесс развития растительности и озерообразования существенно задерживался относительно времени дегляциации территории, что было обусловлено ареальным типом дегляциации, образованием и длительным сохранением массивов мертвого льда.

Список литературы

1. *Демидов И.Н.* О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск. Карельский НЦ РАН. 2006. С. 171–180.

2. *Демидов И.Н., Лаврова Н.Б.* Строение четвертичного покрова бассейна р. Водла (Восточная Карелия) и особенности развития растительности в поздне- и послеледниковье // Национальный парк Водлозерский: природное разнообразие и культурное наследие. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 49–60.

3. *Юрковская Т.К.* Растительный покров Карелии // Растительный мир Карелии и проблемы его охраны. Петрозаводск, 1993. С. 8–36.

4. *Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O., Björkman L., Lavrova N., Demidov I., Possnert G.* Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // Quaternary Research. 2002. № 58. P. 261–272.

5. *Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Tarasov P., Demidov I., Filimonova L., Sapelko T.* Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review. Quaternary Science Reviews. 2007. № 26. P. 1871–1883.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЛАКОРА, СЛОЖЕННОГО РЫХЛЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ, КАК ВАЖНЕЙШИЙ ЭПЕМЕНТ ЕГО ДЕСТРУКЦИИ

DENUDATION PROCESSES OF THE LATERAL PART OF THE PLACORE COMPOSED OF LOOSE SEDIMENTS, AS A KEY ELEMENT OF ITS DESTRUCTION

Ю.А. Лаврушин

Геологический институт РАН, Москва, Россия
lavrushin09@mail.ru

Yu.A. Lavrushin

Institute of Geology RAS, Moscow, Russia

Настоящий доклад посвящен особенностям строения и формирования латеральных частей междуречий-плакоров, сложенных рыхлыми отложениями разного возраста. Основная направленность к этим элементам рельефа вызвана тем, что в их строении и формировании имеются проявления специфических денудационных процессов, которыми обусловлена деструкция поверхности плакоров. В результате возникает «трансгрессивная» миграция латеральных частей, в ходе которой происходит «захват» последними новых частей поверхности плакора.

Необходимо отметить, что исследования по близкому направлению проводились и раньше, но ограничивались обычно геолого-геоморфологическим изучением овражно-балочной сети. В Европейской части России много внимания в этом плане в последние годы уделяли А.В. Панин (2015) и С.А. Сычева (2017), а в Восточной Сибири Ю.В. Рыжов. В ходе наших исследований в Подонье было установлено, что значительную роль в развитии овражно-балочной сети имеют не только так называемый овражный аллювий, но, возможно, даже в большей степени возникавшие равнинные селевые потоки грязевого и грязево-щебнистого типа [Лаврушин и др., 2015]. В последние годы в ходе наших исследований основное внимание было уделено не только овражно-балочным образованиям, но в целом развитию процессов преобразования латеральных частей плакоров. В качестве объекта исследований были избраны плакоры и их латеральные части, сложенные рыхлыми песчаными, песчано-глинистыми или лессово-почвенными образованиями мезозойско-кайнозойского и четвертичного возраста. Кроме того, избранные объекты имели свои индивидуальные особенности, дополняющие друг друга и позволяющие создать более общее представление о строении и формировании латеральной части плакора.

Исследованные примеры подразделяются на две группы. Для первой из них характерна свободная транспортировка материала на пути к локальному базису эрозии. Для второй группы свойственны две особенности: 1 – наличие крупного подземного приповерхностного водоносного горизонта; 2 – преграда-подпруда, существовавшая на пути данного водного потока к базису эрозии, являющегося частью водоносного горизонта. Это обуславливало возникновение подпрудных водоемов, являющихся временными седиментационными ловушками. В ловушках, за счет интенсивного проявления гравитационных процессов, особенно в латеральных частях водоемов, происходило лавинное насыщение водной массы наносами до состояния плывунной консистенции. При превышении уровнем водоема существовавшей преграды возникал катастрофический сброс плывунной массы, частичный размыв подпруды и формирование конуса выноса. В последнем, благодаря изменчивости режима подземного водного потока, могло происходить возникновение клиноморфного строения.

Что касается первой группы, материал по особенностям денудации был частично получен нами при любезном содействии С.А. Сычевой, которая продолжительное время изучала Александровский карьер, находящийся неподалеку от юго-западной окраины г. Курска. Для нас этот разрез оказался интересен тем, что в нем были вскрыты верхи латеральной части плакора, разрез которой был представлен толщей песчаных, лессовых и лессовидных образований, расслоенных горизонтами погребенных почв или их фрагментами. Наличие в толще горизонтов погребенных почв позволяет сделать вывод о том, что в какие-то моменты отсутствовало

поступление на склон материала. Второе обстоятельство, которое связано с обнаружением С.А. Сычевой погребенной, так называемой, микулинской балки или оврага. По нашему мнению, поскольку фрагмент, обнаруженной эрозионной склоновой формы рельефа, заполнен песком с облекающей слоистостью, будет точнее рассматривать его в качестве канала стока, грунтового слегка увлажненного песчаного потока (лишь мокрого песка, можно даже допустить с пленочной водой), в котором было развито пластическое течение. Таким образом, не исключается, что выше на наклонной поверхности плакора или выше на склоне латерали располагался бассейн макроосова, из которого «вытекал» специфический «сухой» песчаный грунтовый поток, образовавший «запечатанный» канал стока. Элементы подобного типа своеобразного седиментогенеза на примере склонового осова схематично показаны в недавней публикации [Лаврушин, Спиридонова, 2017]. Дополнительно необходимо отметить, что в краевых частях песчаных массивов флювиогляциальных образований, как это наблюдалось нами в Подмосковье вблизи г. Ступина, имеются выступы в плане близкие по своей форме к лопастному типу. В латеральной части лопастных выступов иногда имеются короткие сегментоподобные разрывы сплошности «тела песчаной лопасти». По нашему мнению, возникновение этих разрывов обусловлено реакцией латеральной части на процессы кинематодинамического воздействия, происходившие в центральной части лопасти и могут служить индикаторами разрядки возникавших напряжений. В связи с высказанным принципиально новым подходом к частичной интерпретации разреза становится очевидным необходимость проведения дополнительных исследования «сухих» потоковых образований в виде канального или лопастного типа.

Возвращаясь к разрезу Александровского карьера необходимо кратко остановиться на наличии в толще вскрытых отложений нескольких горизонтов клиновидных нарушений, которые традиционно рассматриваются в качестве индикаторов неоднократного распространения в районе Курска в позднем плейстоцене вечной мерзлоты. Естественно, необходимо также продолжить изучение генезиса этих нарушений, поскольку возникновение по крайней мере некоторых из них могло быть связано с разрывом сплошности слоев горизонтов погребенных почв (хотя бы как наподобие трещин отседания) в ходе их гравитационного сползания. В этом же разрезе имеются деформации несколько другого типа, для которых постулируется также морозобойное происхождение. Эти деформации представлены в виде сжатых симметричных форм волнового типа. Высота колебаний данного волнового «рельефа» составляют 1–1,2 м. Межволновые фрагменты их выстланы полуоблекающими слоями, а волновые – заполнены как бы выдавленными снизу слоями, напоминающие диапировые структуры с достаточно крутыми бортами. По нашему мнению, эти деформации возникли в результате скольжения крупного пластиноподобного фрагмента отложений, сорвавшегося с гипсометрически выше расположенной части склона. При таком подходе, деформации последнего типа возникли в ходе скольжения сорвавшегося блока по своему ложу. Подобного типа деформации встречаются в зонах надвигов и могут являться надежным индикатором процесса скольжения. При обнаружении их в толщах четвертичных отложений они были названы нами деформациями шифероподобного типа. Не исключено, что может быть более удачным термином мог быть флоу-деформации.

Наконец, краткое пояснение о необычном процессе денудации, обнаруженном в нижней латеральной части плакора, вблизи контакта с тыловым швом высокой поймы р. Дон. В этой наиболее южной части Костенковского Подонья обнаружены проявления плоскостного оползания поверхностных отложений, слагающих данную часть латерали. По нашему мнению, этот процесс обусловлен, скорее всего, расположением вблизи данного уровня кровли глин сеномана и соответственно обильным выхода водоносного горизонта сеномана.

Обратимся теперь к некоторым моментам, имеющим отношение ко второй группе. Необходимо обсудить два момента. Первый из них это природа возникновения преграды на пути течения нескольких проток сеноманского водоносного горизонта. Как отмечено в недавней публикации [Лаврушин, Спиридонова, 2017] по своему происхождению данная преграда, послужившая одной из основ для возникновения подпрудных водоемов, представляет фрагмент гляциотектонической структуры донского оледенения, которую унаследовала долина р. Дон. Этот фрагмент оказался сложен выдавленными сеноманскими глинами. Второй момент не менее важный состоит в том, что расход воды в приповерхностном подземном водном потоке был не постоянным, периодически менялся от маловодного до многоводного, что могло быть связано с особенностями палеоклимата. Наличие в прибортовых частях логов сохранившихся фрагментов днищ подпрудных водоемов и анализ рельефа подпрудплотин послужило одной из основ разработки модели прерывистого гипсометрического изменчивого положения подпрудных водоемов, что контролировалось как изменчивостью расхода воды в подземном водотоке, так и интенсивностью эрозионных процессов р. Дон.

В заключении отметим, что денудационные процессы в латеральной части плакора не ограничиваются только эрозионными процессами

овражно-балочной сети. Существенно большее влияние имеют разного типа гравитационные процессы, имеющие потенциальную возможность распространяться на более значительные пространства плакора. Среди них, помимо известных типов оползневых процессов, приобретают большую значимость процессы, свойственные для расслоенных толщ на склонах. К ним относятся различные текстурные и структурные проявления скольжения, пластического, вязкого и криппового течения, а также разрыва пластов. Особое значение имеют специфические типы денудации в виде «сухих потоковых и лопастных образований». Таким образом, комплекс разнообразных типов денудационных процессов латеральной части плакора, обладающий прерывистой динамикой проявления, является важнейшим элементом деструкции этой формы рельефа.

Исследования проводились по госзаданию 0135-2016-0004.

Список литературы

1. *Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А.* Природные предпосылки возникновения позднепалеолитического центра на Дону в с. Костенки // Бюллетень по изучению четвертичного периода. № 75. М.: ГЕОС, 2017. С. 34–59.

2. *Лаврушин Ю.А., Бессуднов А.Н., Спиридонова Е.А., Кураленко Н.П., Недумов Р.И., Холмовой Г.В.* Палеозоологические катастрофы в позднем палеолите центра Восточной Европы. М.: ГЕОС, 2015. 87 с.

3. *Панин А.В.* Флювиальное рельефообразование на равнинах умеренного пояса Евразии в позднем плейстоцене – голоцене. Автореферат докторской диссертации. М., МГУ, 2015.

4. *Сычева С.А., Григорьева Т.Г., Пушкина П.Р.* Стратиграфия ранневалдайского интервала внеледниковой области Русской равнин МИС (5d-4) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 75. М.: ГЕОС, 2017. С. 60–80.

ОБ ОТРАЖЕНИИ СТАДИЙ САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ОСАДКАХ ИШИМ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЮГ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

ABOUT RELECTION OF SARTAN GLACIATION STAGES IN SEDEMENTS OF ISHIM-IRTYSH INTERFLUVE (SOUTH OF WESTERN SIBERIA INTRAGLACIAL ZONE)

С.И. Ларин[1], С.А. Лаухин[2,5], В.А. Алексеева[3], Ф.Е. Максимов[4]

[1] Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия
silarin@yandex.ru
[2] Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия
[3] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[4] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
[5] Московский государственный строительный университет, Москва, Россия

S.I. Larin[1], S.A. Laukhin[2,5], V.A. Alekseeva[3], F.E. Maksimov[4]

[1] Tyumen State University, Tyumen, Russia,
[2] Russian State University of Geological Prospecting, Moscow, Russia
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[4] St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[5] Moscow State University of Civil Engineering, Moscow, Russia

Следы многолетней мерзлоты, в т.ч. и псевдоморфозы по ледяным и грунтово-ледяным жилам, на юге Западно-Сибирской равнины были известны еще с середины XX века. Большие трудности возникали при определении возраста этих следов и принадлежности их к покровным оледенениям на севере этой равнины. Более того, некоторые исследователи [Волков и др., 1969] до конца 60-х

годов считали их следами аридного растрескивания. Только в 90-х годах и позже среди них были выделены псевдоморфозы по ледяным и грунтово-ледяным жилам [Аубекеров, 1990, Горбунов и др., 1998, Лаухин и др., 2012, Ларин и др., 2013, 2016 и др.] сартанского (последнего плейстоценового в Сибири) оледенения. Было доказано, что многолетняя мерзлота в сартанском криохроне распространялась от края покровного оледенения на севере до южных гор Казахстана [Аубекеров, 1992, Горбунов и др., 1998, Величко и др., 2002 и др.]. Более детального датирования следов многолетней мерзлоты сартанского времени не было и все единичные псевдоморфозы по ледяным или ледово-грунтовым жилам этого стратиграфического уровня относили к одному геохронологическому уровню и только севернее 57°с.ш. наблюдается полигональная сеть с сериями псевдоморфоз по ледяным жилам как, например, в Кыштырлинском карьере [Ларин, Лаухин, 2013] приуроченная к стратиграфическому уровню сартанского горизонта. Следы многолетней мерзлоты 8 стадий сартанского оледенения, изученные у оз. Аксор [Зыкин и др., 2002, Зыкин, Зыкина, 2012 и др.] не противоречат сказанному, т.к. они описаны практически у подножья гор и отражают стадии горного оледенения сартанского времени, известные в горах юга Сибири и на Северо-Востоке России. В последнее время нами изучены следы трех стадий покровного сартанского оледенения на юге средней части Западно-Сибирской равнины у с. Коточиги (56°49′ с.ш., 70°51′ в.д.) на Ишим-Иртышском междуречье. Разрез схематически нами опубликован [Сычевская и др., 2015] и ниже мы ссылаемся на номера слоев из этой статьи.

В разрезе Коточиги слой 12 представлен погребенной почвой с хорошо проработанным гумусовым горизонтом. Возраст гумуса 25 090±1270 лет (ЛГУ-7265), т.е. погребенная почва сформировалась в конце каргинского термохрона и может быть отнесена к искитимскому педокомплексу. На междуречьях юга Западной Сибири этот педокомплекс очень физиономичен [Зыкина, Зыкин, 2012]. Погребенная почва сильно переработана и разорвана наложенными солифлюкционными процессами. В настоящее время солифлюкции на Западно-Сибирской равнине развиты в полярной области около 1000 км севернее разреза Коточиги, а в этом разрезе фиксируют раннее похолодание сартанского криохрона. Выше залегает песок слоя 11 тонкослоистый, прекрасно отсортированный с обильной фауной пресноводных моллюсков, характерных для климата близкого современному [Лаухин и др., 2015]. Кроме того, в песках содержатся палиноспектры растительности близкой к современной. Песок перекрывают озерные суглинки слоя 10, в которых обнаружен полный скелет щуки и крупные раковины моллюсков очень плохой сохранности. В суглинках наблюдается ярко выраженная крупношлировая текстура явно наложенная – следы 2-й волны похолодания. В настоящее время на Западно-Сибирской равнине южная граница многолетней прерывистой мерзлоты находится на 650 км, а сплошной – на 950 км севернее разреза. И, наконец, внизу слоя 9 начинаются и пронизывают слои 10–12 единичные псевдоморфозы по эпигенетическим ледово-грунтовым жилам глубиной до 1,5–2 м, которые отражают 3-й этап распространения многолетней мерзлоты на Ишим-Иртышском междуречье.

Список литературы

1. *Аубекеров Б.Ж.* Криогенные структуры и криолитозоны плейстоцена Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1990. № 4. С. 102–110.

2. *Аубекеров Б.Ж.* Континентальные четвертичные отложения Казахстана. Автореферат докторской диссертации. Алма-Ата. 1992. 35 с.

3. *Величко А.А., Нечаев В.П., Баулин В.В.* и др. Криолитозона // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС. 2002. С. 38–55.

4. *Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И.* Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука. 1969. 333 с.

5. *Горбунов А.П., Марченко С.С., Северский Э.В., Титков С.Н.* Палеогеокриологические исследования на равнинах и в горах Казахстана // Криосфера Земли. 1998. Т II. № 3. С. 3–8.

6. *Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.* Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 4. С. 2–16.

7. *Зыкин В.С., Зыкина В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ГЕО. 2012. 478 с.

8. *Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А.* и др. О генезисе реликтовых грунтовых жил в отложениях позднего неоплейстоцена на юго-западе Западно-Сибирской равнины // Материалы пятой конф. геокриологов России. М.: МГУ. Т. 2, часть 6. 2016. С. 188–195.

9. *Ларин С.И., Лаухин С.А.* Реликтовый криогенный морфолитогенез Ишимской равнины в позднем плейстоцене // Материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Саратов. Изд-во Саратовского ун-та. 2013. С. 397–400.

10. *Лаухин С.А., Ларин С.И., Гусельников В.Л.* Первая находка следов древней мерзлоты в Курганской области // Вестн. Тюменского ун-та. Науки о Земле. 2012. № 7. С. 104–112.

11. *Лаухин С.А., Санько А.Ф., Ларин С.И., Максимов Ф.Е.* Межстадиал сартанского криохрона (МИС-2) Ишим-Иртышского междуречья по данным фауны моллюсков // Материалы IX Университетских геологических чтений. Минск: БГУ. 2015. С. 83–85.

12. *Сычевская Е.К., Лаухин С.А., Ларин С.И.* и др. Находка скелета щуки Esox cf. lucius L.в плейстоцене водораздельных отложений Ишим-Иртышского междуречья // Палеонтологический журнал. 2015. № 5. С. 50–54.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА НА ВРЕМЕННОМ СРЕЗЕ МИС-5

ENVIRONMENT COMPARISON OF SIBERIA AND FAR EAST ON TEMPORAL LEVEL OF MIS-5

С.А. Лаухин[1,4], В.С. Пушкарь[2], М.В. Черепанова[3]

valvolgina@mail.ru

[1] Российский геологоразведочный университет, Москва, Россия
и Московский государственный строительный университет, Москва, Россия
[2] Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия
[3] Биолого-почвенный институт ДВО, Владивосток, Россия
[4] Московский государственный строительный университет, Москва, Россия

S.A. Laukhin[1,4], V.S. Pushkar[2], M.V. Cherepanova[3]

[1] Russian State University of Geological Prospecting, Moscow, Russia
[2] Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia,
[3] Institute of Biology and Soil Sciences, Vladivostok, Russia
[4] Moscow State University of Civil Engineering, Moscow, Russia

После многих ревизий ^{14}C дат в Западной Сибири [Кинд, 1974, Лаухин, 2009, Laukhin, 2012 и др.] была выяснена последовательность палеоклиматических событий (ПС) и соотношение их с МИС-5. Сопоставление этих ПС с ПС, выявленными в ледовом керне (GRIP Summit) Гренландии [Dansgaard et al., 1993] уточнило положение ПС Западной Сибири в МИС-5 и позволило выявить ПС, соответствующие МИС-5e1, 5e2, 5e3, 5e4 и 5e5 [Laukhin, 2012, Лаухин, 2017]. Долго не было характеристик ПС МИС-5a. Теперь они появились [Гусев и др., 2016] и хорошо вписались в сделанные реконструкции [Лаухин, 2017]. На востоке Северной Азии такое детальное изучение ПС времени МИС-5 пока не произведено. Поэтому сопоставления будут проведены на уровне подстадий МИС-5.

В Западной Сибири главный оптимум МИС-5 относится к самому началу МИС-5e. За время МИС-5e произошло более 5-и крупных колебаний палеоклимата (ПК) от МИС-5e4, когда ПК был близок современному, до 2-го оптимума, немного уступавшему ПК МИС-5e5. В МИС-5д около 61° с.ш., где сейчас южная тайга, были перигляциальные тундростепи. ПК МИС-5c изучены наименее детально, но есть основания считать, что они в течение этой подстадии не доходили до уровня любого из оптимумов МИС-5e. Для МИС-5в и МИС-5a ПК изучены слабо, но известно [Гусев и др., 2016], что в МИС-5a ПК на севере Западной Сибири не сильно уступали оптимумам МИС-5e.

Сопоставить казанцевские слои Западной Сибири, наиболее детально изученные на севере, проще тоже на севере Дальнего Востока – на Чукотке. К первому позднеплейстоценовому межледниковью там отнесены отложения валькатленской трансгрессии [Петров, 1966]. Эти слои позже некоторые исследователи относили к второму термохрону позднего плейстоцена. Однако находки в них in

situ зонального вида Proboscia curvirostris [Пушкарь, Черепанова, 2008] позволяют относить валькатленские слои к первому термохрону позднего плейстоцена. В разрезе у пос. Валькатлен комплексы диатомей (КД) меняются по вертикали: 1-й КД содержит до 20% умеренно-тепловодного Coscinodiscus asteromphalus при 12% Thalassiosira gravida; отмечена Rhabdonema arcuatum (до 34%). Во 2-м КД обильна Th. gravida (30%) и Odontella aurita (15%), а C. asteromphalus – только 2%. 2-й КД обнаружен не в одном разрезе, что исключает его локальное распространение. В 3-м КД снижается роль Th. gravida до 20% и D. geminata до 25% и увеличивается роль C. asteromphalus до 4%. 4-й КД, из верхов валькатленских слоев, имеет низкое видовое разнообразие, характерны Th. bramaputrae, Paralia sulcata, Melosira varians, O. aurita; обильны (до 42%) аллохтонные пресноводные элементы. Близкий КД выделен в верхневельмайских слоях Мечигменского залива [Иванов, 1986]. Эти КД отражают 4 фазы трансгрессии, соответствующие подстадиям МИС-5b–МИС-5e. Следы подстадии МИС-5a не выделены. Распространение фораминифер, моллюсков, пыльцы и спор [Иванов, 1986] также показал, что нижневалькатленские слои накапливались при более мягком ПК МИС-5c–МИС-5e, чем верхневалькатленские, отнесенные к МИС-5a и МИС-5b. На Чукотке слои, отвечающие МИС-5e, как и в Западной Сибири, формировались в оптимальных условиях; аналоги МИС-5d – в самых «холодных» условиях, а МИС-5c в более теплых, чем МИС-5d, но, как и в Западной Сибири, далеких от МИС-5e. В отличие от последней, где время МИС-5d отличалось глубоким похолоданием, на Чукотке ПК МИС-5d и МИС-5c различались не так сильно, что можно объяснить морскими условиями. В Западной Сибири условия были глубоко континентальными. Время МИС-5a, в Западной Сибири ПК были теплые, близкие МИС-5e, что, видимо, обусловлено влиянием теплого течения из Атлантики. На Чукотке такого течения не было. В целом же последовательность и величина колебаний ПК в Западной Сибири и на Чукотке в МИС-5 довольно близки друг другу.

Поскольку детализации ПК в Западной Сибири существенно помогло сопоставление с ПК кривой ледового керна Гренландии [Dansgaard et al., 1993], расположенной за пределами Азии; есть основание сопоставить данные по Чукотке с ПС СЗ Северной Америки. На Аляске к 1-й сангамонской трансгрессии отнесены [Hopkins, 1967] пелукские слои. Из их стратотипа выделен ряд КД мелководных и не содержащих вид-индекс, но по моллюскам и аминокислотам отнесенных к сангамонскому межледниковью [Brigham-Grette, Hopkins, 1995, Pushkar et al., 1997]. КД-I содержит мало диатомей (как морских, так и пресноводных). В КД-II диатомей много, но среди них морских 21% (Th. gravida 14%, Th. kriophila 4%, P. sulcata 5%), а пресноводных 79%. КД-III богат диатомеями, но морских нет. КД-IV из торфа беден диатомеями, доминируют Eunotia triodon и E. valida. В КД-V морских диатомей 91,7%, доминирует P. sulcata. КД-II и III относятся к концу МИС-5e (нет типичных криофилов). Тогда КД-IV формировался во время регрессии МИС-5d, а КД-V, – во время трансгрессии МИС-5c – аминокислоты, $^{226}Ra/^{238}U$ и моллюски датируют верхний слой около 78 тыс. лет. Такие же КД изучены в разрезе п-ва Балдвин, где есть слои соответствующие МИС-5e и МИС-5d. Венчают этот разрез слои с датами МИС-5c – 102–107 тыс. лет [Brigham-Grette, Hopkins, 1995]. Данные по Аляске не способствуют детализации хроностратиграфии ПС на крайнем СВ Азии, но они и не противоречат им. Важно, что последовательность, а с понятной схематичностью, и амплитуды ПС в аналогах МИС-5 Чукотки и Аляски очень близки, если не идентичны.

Список литературы

1. *Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Стрелецкая И.Д.* и др. Отложения казанцевской трансгрессии (МИС-5) Енисейского Севера // Геология и геофизика, т. 57, № 4, 2016. С. 743–757.

2. *Иванов В.Ф.* Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1986. 140 с.

3. *Кинд Н.В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука. 1974. 255 с.

4. *Лаухин С.А.* О некоторых стратотипах горизонтов верхнего неоплейстоцена Западной Сибири и соотношения их с изотопной кривой // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии. М.: ГЕОС. 2009. С. 78–83.

5. *Лаухин С.А.* К проблеме распространения многолетней мерзлоты во время термохрона МИС-5 в Западной и Средней Сибири // Мат-лы палинолог. Конф., М.: МГУ. 2017. С. 150–153.

6. *Петров О.М.* Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука. 1966. 290 с.

7. *Пушкарь В.С., Черепанова М.В.* Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений Северо-Западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 2008. 174 с.

8. *Brigham-Grette J., Hopkins D.V.* Emergent Marine Record and Paleoclimate of the Last Iterglacial along the Northwest Alaskan Coast // Quaternary Research. 1995. V. 43. P. 159–173.

9. *Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B.* et al. Evidence for general instability of past climate From a 250-kyr ice core record. Nature. 1993. vol. 364, № 6434. P. 218–220.

10. *Hopkins D.M.* Quaternary marine transgressions in Alaska // Stanford Univ. Press. 1967. P. 47–90.

11. *Laukhin S.A.* Paleoclimatic events in West Siberia boreal zone during MIS-5 // Izvestiya Earth Sci. Sect. RANS. Spec. issue to the 34th IGC. 2012. P. 95–106.

ПРИРОДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЗАРАЙСКОЙ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКЕ

NATURAL GROUND DEFORMATIONS ON ZARAYSK UPPER PALEOLITIC SITE

С.Ю. Лев[1], В.Е. Тумской[2, 3]

[1] Институт археологии РАН, Москва, Россия
[2] Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия
[3] Институт географии РАН, Москва, Россия
zaraysk@yandex.ru; vtumskoy@rambler.ru

S.Yu. Lev[1], V.E. Tumskoy[2,3]

[1] Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Russia
[3] Institute of Geography, Moscow, Russia

Поздний неоплейстоцен на территории Русской равнины характеризовался суровым климатом и сокращением размеров наземного оледенения [Изменение…, 1999]. В это время в перигляциальной области образовывались многолетнемерзлые породы, которые являлись неотъемлемым компонентом природной среды обитания палеолитических людей. Образование мерзлых толщ сопровождалось развитием криогенных процессов, при этом наиболее значимыми из них были морозобойное растрескивание, пучение и солифлюкция. В позднеледниковье и голоцене, в ходе деградации криогенных толщ, наибольшее распространение имели термокарст и термоэрозия.

Мерзлые породы являлись одним из определяющих факторов развития рельефа, строения и свойств верхних горизонтов пород, с которыми была связана деятельность человека. Человек был вынужден приспосабливаться к микрорельефу поверхности, особенностям изменения влажности и свойств пород сезонно-талого слоя и т.д. Это находит свое отражение в строении культурных слоев позднепалеолитических стоянок. С другой стороны, развитие криогенных процессов приводило к изменению первичного залегания как собственно отложений того времени, так и культурных слоев, причем эти изменения могли происходить и много позже того, как стоянки были покинуты.

В настоящем сообщении приведены новые материалы, полученные в ходе работ на Зарайской стоянке, которая находится в исторической части города Зарайска и представляет собой группу пространственно близких и частично наслаивающихся друг на друга верхнепалеолитических памятников [Амирханов, 2000].

Наиболее хорошо изучен многослойный памятник Зарайск А со сложной стратиграфией, давший множество находок. Вскрыты культурные остатки как минимум четырех перекрывающих друг друга поселений с различной пространственной структурой, планировкой, типами объектов в хронологическом диапазоне от 23 000 л.н. до 16 000 л.н. Несмотря на видимые различия, все четыре культурных слоя сходны в плане материальной культуры.

Особое внимание при исследованиях Зарайской стоянки уделялось анализу природных нарушений и возможности их использования для определения последовательности накопления культурных останков, а также интерстратификации объектов культурного слоя. Большое значение для расчленения культурных отложений Зарайска по вертикали имеют образования в виде трещин. Выделено две генерации

таких трещин, каждая из которых образует свою систему. Первая генерация трещин предшествует времени заселения стоянки, а вторая разделяет по вертикали второй и третий культурные слои. Трещины этих генераций рассматривались как мерзлотные и использовались для археолого-стратиграфического расчленения культурных отложений.

В 2012 г. впервые в раскопе № 4 была доисследована полуземлянка и прослежено ее пространственное соотношение с системами трещин двух генераций. Она была заложена в пределах трещины первой генерации, но в своей основе имела природное происхождение, т.к. в заполнении нижней трети трещины культурные остатки отсутствовали (рис. 1). Из этого следует, что к тому моменту, когда сюда пришли люди, трещинная структура уже была частично погребена и при создании полуземлянки использовалась лишь ее верхняя часть (культурный слой на рисунке), граница которой прослеживалась по разнице заполнения. Это один из многих примеров такого использования трещин первой генерации. Однако при зачистке вертикальной стенки поперек трещинной структуры первой генерации удалось установить, что ее размеры составляют примерно 1 на 1 м, а нижняя часть этой структуры горизонтальна. Подстилающие ее отложения сохранили свое первичное строение, что подчеркивается как их цветом, так и строением. Горизонтальная слоистость во вмещающих суглинисто-песчаных породах прерывается на боковых контактах структуры, при этом фрагменты слоев прослеживаются и в ее центральной части, будучи деформированы и смещены немного вниз. Культурный слой выполняет верхнюю часть центра структуры, и все вышеописанные отложения перекрываются верхней погребенной почвой, которая над структурой испытывает просадку примерно на 20 см. Исходя из особенностей строения структуры второй автор полагает, что данная структура не является «мерзлотной трещиной», т.е. псевдоморфозой, а представляет собой небольшую по размерам эрозионную форму на борту долины р. Осетр, частично заполненную отложениями и использованную людьми палеолита.

Трещины второй генерации значительно более узкие. Имеется немало примеров, когда эти трещины нарушают целостность ям второго культурного слоя, прорезая их борта, и одновременно перекрываются ямами и очагами третьего культурного слоя. Между собой данные слои разнесены на 2–3 тыс. лет.

На Зарайске В стратиграфическая ситуация отличается от соседнего пункта Зарайск А. Ниже верхней погребенной почвы, которая тут очень хорошо выражена, имеет мощность до 20 см и разбивается на два горизонта, залегают суглинки. В них фиксируется еще два почвенных горизонта, сильно нарушенных клиновидными грунтовыми образованиями. В верхней погребенной почве, датируемой порядка 16 тыс. л.н., наблюдается две системы небольших полигонов. Нижняя система образовалась в момент существования погребенной почвы, но до того, как она была перекрыта покровными лессовидными суглинками. Ширина трещин, четко различимых своим темным гумусированным заполнением на фоне светлого желтовато-бежевого

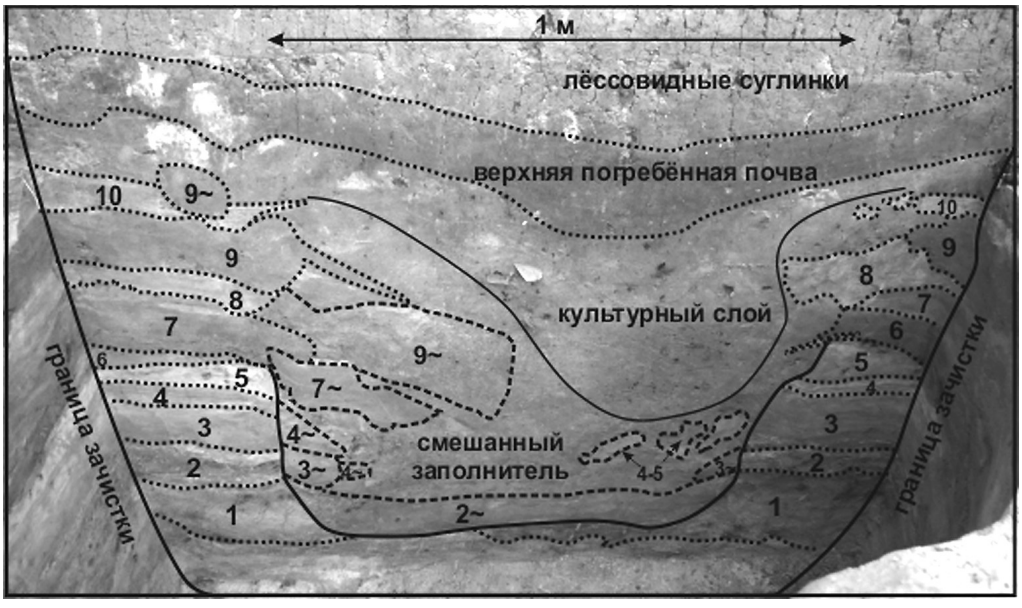


Рис. 1. Строение трещины первой генерации в поперечном разрезе. Цифрами показаны слои, отличающиеся по составу; теми же цифрами, но с тильдой – соответствующие смещенные фрагменты слоев

суглинка, составляет от 3 до 5 см, в основании 4 см, размер полигонов – порядка 30 см. Другая система трещин (более поздняя) связана в основном с верхом (гумусированным горизонтом) погребенной почвы. Это мелкие (1–2 см) шириной клиновидные структуры, иногда они бывают несколько шире и тогда проходят до нижнего горизонта погребенной почвы. Как отмечалось выше, полигоны, образованные системой этих трещин, бывают двух видов: более крупные – до 20–25 см и более мелкие – порядка 10 см. Эти мелкополигональные образования, по всей видимости, представляют собой результат формирования структурных грунтов в условиях развития многолетнемерзлых пород или глубокого сезонного промерзания. Таким образом, погребенная почва была деформирована криогенными процессами как в момент, когда она еще была экспонирована, так и после того, как ее перекрыли покровные суглинки.

Полученные результаты заставляют более внимательно относиться к возможной интерпретации строения разрезов, вскрываемых на палеолитических стоянках. Установление генезиса различных образований и деформаций в толще отложений, в том числе, криогенных, требует их полной расчистки и кооперации специалистов разного профиля.

Список литературы

1. *Амирханов Х.А.* Зарайская стоянка. М.: Научный мир. 2000. 248 с.

2. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Под ред. профессора А.А. Величко. М.: ГЕОС. 1999. 260 с.

РОЛЬ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ЛАНДШАФТОВ НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

THE ROLE OF GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL FEATURES AND TECTONIC ACTIVITY IN THE FORMATION OF LANDSCAPES OF NADYM-TAZOVSKY INTERFLUVE (WESTERN SIBERIA)

Н.Б. Левина, Е.П. Сорокина, К.А. Мешалкин

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия
levinanb@yandex.ru, el_sor@mail.ru, meshalkin@aerogeologia.ru

N.B. Levina, E.P. Sorokina, K.A. Meshalkin

«Aerogeologiya» FSUR-PE Moscow, Russia

Геолого-геоморфологические особенности играют важную роль в формировании ландшафтов. Авторы доклада пробуют заострить внимание на факторах, меняющих характер ландшафтов, а также возможное положение ландшафтных зон и провинций в центральной равнинной части территории ЯНАО в зависимости от компонентов литосферы и степени влияния тектогенеза. Использованы топографические материалы, результаты дешифрирования космо- и аэрофотоснимков, геологосъемочных и геоэкологических работ ФГУНПП «Аэрогеология». Изучались опубликованные и фондовые материалы (Атлас Тюменской…, 1971; Госуд. Геол. карты…, 1996, 1998; Новейшая тектоника…, 1975, 1981; Волков, 1987, 1997; Бочкарев, 1977, 1983; Нечаева, 1990; Ранцман, Гласко, 2004; Арсланов, Лавров, 2009; Лавров, Потапенко, 2005, 2009; Гогоненков, 2010; Казьмин, 2012; Корчуганова, 2013; Левина и др., 2015; Сорокина и др., 2007, 2014, 2016). Геоморфологический анализ при картографировании в районах северной (тундра, лесотундра, северная тайга) и центральной (средняя тайга) частях Западно-Сибирской равнины включал применение дистанционных и полевых методов. Это способствовало созданию карт природных комплексов (ландшафтных) разных масштабов. Распространение ландшафтов с общей геолого-геоморфологической (морфолитогенной) осно-

вой соотносится с ландшафтно-геохимическими провинциями (рис. 1) в качестве базовых единиц. Особенности ландшафтных провинций определяются климатическими зональными признаками и не менее значимыми азональными: историей геологического развития, особенностями рельефа, генетическим типом и литологическим составом поверхностных отложений. В ходе районирования и определения устойчивости ландшафтов к техногенному воздействию необходимо определять степень влияния зональных и азональных компонентов, разделить которые не всегда возможно. Например, смещение границ ландшафтных зон, в том числе границ распространения и характера многолетнемерзлых пород (ММП) в районах Западной Сибири, отмечалось большей частью только в исследованиях перестройки ландшафтов при изменениях палеоклиматических событий. Авторы доклада попытались несколько расширить эти представления для современных ландшафтов. Современные ландшафты территории формировались в процессе дегляциации сартанского оледенения, в послеледниковье и в голоцене. Рельефообразующие отложения Надым-Тазовского междуречья – это верхненеоплейстоценовые песчано-глинистые образования сартанского горизонта и современные торфяники на междуречьях, осадки голоцена в долинах. Выделенные ландшафты предопределяются типами рельефа (таблица), что подтверждено многочисленными работами ФГУНПП «Аэрогеология» и рядом других исследователей. Одним из компонентов геолого-геоморфологической основы ландшафтов является структурный план территории, формирующийся под воздействием новейших и современных тектонических движений. Основная часть территории находится в пределах Надым-Тазовской крупной впадины. В центральной части этой впадины расположен меридиональный Пурский прогиб, наследующий Колтогорско-Уренгойский авлакоген, который развивался как грабен-рифт в раннем и среднем триасе. Провинциальное деление территории связано с ее морфоструктурным планом. В ряде публикаций упоминается связь географической оболочки с блоковой структурой земной коры, в том числе при сопоставлении границ блоков и природных зон. Границы ландшафтно-геохимических провинций данной территории (в основном меридиональные) маркируются линейными элементами рельефа и ландшафта. Провинции отделяются друг от друга долинами больших рек, приуроченных к осевым частям прогибов (см. рис.). В рельефе отражаются крупные деформации, связанные с проявлением неоген-четвертичных горизонтальных движений (чаще сдвигов), которые частично

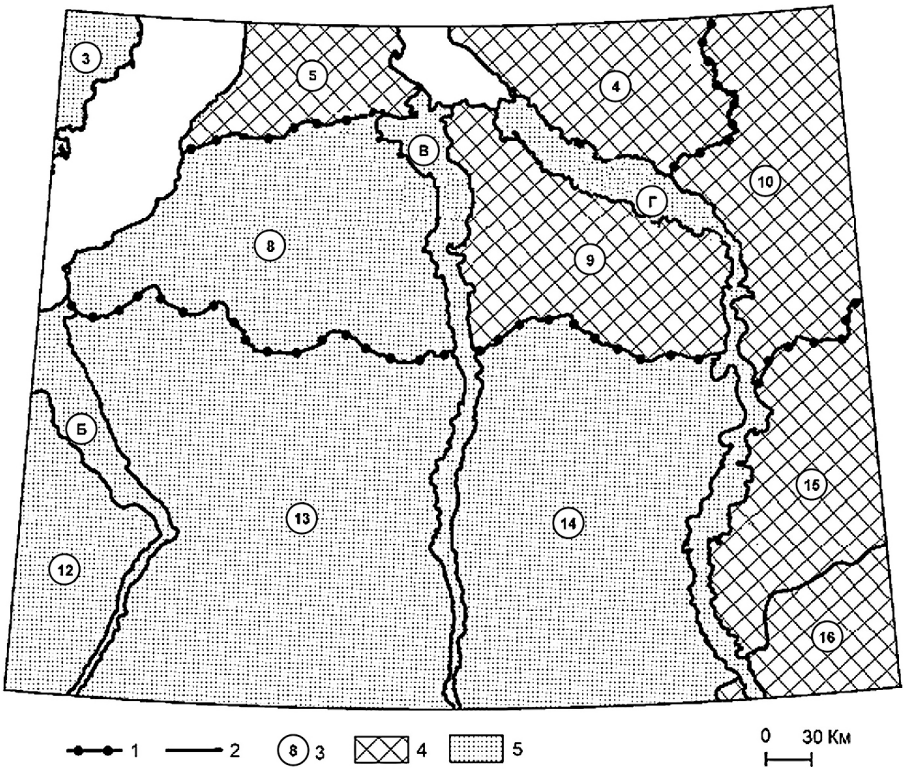


Рис. 1. Условные обозначения: 1 – границы ландшафтных зон и подзон; 2 – границы ландшафтных провинций; 3 – номер провинции; морфологические ландшафты; 4 – среднерасчлененные; 5 – слаборасчлененные; интразональные ландшафты – долинные комплексы: Б – р. Надым, В – р. Пур, Г – р. Таз

Таблица

Возможная взаимозависимость характера геолого-геоморфологической основы ландшафтов, неотектонического режима и ММП междуречий

Ландшафтные провинции (номера на рисунке)	Преобладающие ландшафты с однотипным рельефом (абс. высоты поверхности)	Рельефообразующие отложения (почвенный субстрат)	Структуры (1,2-го порядков)	Предполагаемые типы структур (высоких порядков) в связи с характером новейших и современных движений	Распространение и строение ММП
Южно-Ямальская (3) и Тазовская южнотундровые (5)	Озерно-ледниковые равнины (30–40 м); озерно-аллювиальные террасы (5–25 м)	Пески, суглинки, супеси	Северная часть Надым-Тазовской впадины в зоне сочленения с Ямало-Гыданской структурной ступенью	Унаследованные ступени (Южно-Ямальская и Антипаютинская) и Ямбургский мегавал	Сплошное; монолитное
Мессояхинская южнотундровая (4)	Ледниковые гряды и озерно-ледниковые равнины (60–100 и 40–80 м)	Валунные и безвалунные суглинки с прослоями песков		Нижнемессояхинское инверсионное поднятие в зоне Большехетской впадины	Сплошное; монолитное, местами прерывистое
Северо-Надым-Пуровская лесотундровая (8)	Озерно-ледниковые, реже ледниковые и озерно-аллювиальные равнины (40–70; 20–40 м)	Суглинки, валунные суглинки, пески	Надым-Тазовская крупная впадина сложного строения	Инверсионное поднятие в зоне Ямбургско-Уренгойского выступа	Сплошное и прерывистое в основном однослойное
Северо-Пур-Тазовская (9) и Восточно-Тазовская 10) лесотундровые	Озерно-ледниковые равнины (40–80); ледниково-флювиогляциальные равнины (80–100 м)	Суглинки; торф на суглинках; валунные суглинки, супеси, пески		Унаследованные поднятия	Сплошное и прерывистое в основном однослойное
Восточная часть Полуй-Надымской северотаежной (12)	Озерно-ледниковые и озерно-аллювиальные равнины (40–60 и 20–40 м)	Пески с прослоями супесей, суглинков	Надым-Тазовская впадина и Нижнеобская ступень	Унаследованный Нижненадымский прогиб, склон инверсионного Ярудейского поднятия	Преимущественно массивно-островное; двухслойное
Южно-Надым-Пуровская (13) и Южно-Пур-Тазовская (14) северотаежные	Озерно-ледниковые; ледниковые равнины и гряды (40–85 и 100–120 м); реже озерно-аллювиальные террасы (20–40 м)	Пески, суглинки, торф на песках, валунные суглинки и супеси	Надым-Тазовская крупная впадина сложного строения	Нижнепурское (13) и Часельское (14) унаследованные поднятия; инверсионные поднятия в зоне Хадырьяхинской моноклинали (14)	Массивно-островное, местами редкоостровное; двухслойное
Худосейская северотаежная (15) и Верхне-Тазовская среднетаежная (16)	Ледниковые и озерно-ледниковые равнины (100–170 до 200; 40–60 м)	Валунные и безвалунные суглинки, песчаные морены	Сочленение Надым-Тазовской впадины и Пакулихинской моноклинали	Инверсионные поднятия в зоне Худосейского прогиба	Массивно-островное и редкоостровное; двухслойное

наследуют складчатые и разрывные структуры палеозойского фундамента и платформенного чехла. Большей частью эти структуры имеют субмеридиональную и северо-восточную ориентировку, близкую к перпендикулярной по отношению к направлению сжатия. На территорию Западной Сибири севернее Сибирских Увалов воздействует надпорядковая геодинамическая система с СЗ-ЮВ ориентировкой сжатия. Система определилась в процессе работ 1991–1999 гг. в ФГУНПП «Аэрогеология» при составлении «Карты мгновенной (плиоцен-голоцен) кинематики литосферных плит и блоков земной коры на территории РФ и сопредельных стран» масштаба 1:5 000 000. Карта и текст Н.М. Куниной, В.Я. Гольтвегера не были опубликованы (находятся в «Росгеолфонде»). По этой карте данная территория входит в область с внутриплитными напряжениями, для которой типичны платформенные структуры – в основном с неясным генезисом в связи с взаимодействием разных полей напряжений. Предполагается также, что тектоническая активность, отражающаяся и в

амплитудах вертикальных движений, различна в Западно-Сибирском и Восточно-Сибирском блоках Евроазиатской плиты. Мы считаем, что в пределах Надым-Тазовской впадины Западно-Сибирского блока, возможно, молодые неоплейстоценово-голоценовые структуры (высоких порядков) с разной ориентировкой осей образовались в связи с дегляциацией разновозрастных покровных ледников с последующими компенсационными вертикальными движениями (инверсия – восстановление изостазии). Надым-Тазовское междуречье входит в территорию распространения (до Сибирских Увалов) и последнего позднезырянского (сартанского) оледенения. В Восточной Сибири его граница находится севернее, в более высоких широтах. Возможно, инверсионные движения способствуют дифференциации морфоструктурных элементов высоких порядков субширотного простирания, маркированных обычно ледниковыми формами рельефа. Ряд этих структур осложняют меридиональные (более древние) формы, наследующие компоненты осадочного чехла и фундамента. По материалам геофизических и геологических исследований, разломы фундамента с высокой степенью унаследованности проецируются в осадочный чехол в виде разрывных нарушений, выраженных в рельефе и ландшафте как линеаменты, маркирующие зоны повышенной трещиноватости. В процессе проявления новейших и современных движений повышение степени трещиноватости может приводить к изменениям глубин оттаивания ММП, которые формировались в послеледниковье (реликтовая мерзлота) и в голоцене после климатического оптимума (верхний слой). Предположительно имеет место соотношение количества зон повышенной трещиноватости с режимом водообмена и с изменениями во времени характера, мощности, температурных деформаций ММП и их распространения по площади с учетом вещественного состава почвенного субстрата. В связи с этим интересно отметить разницу в примерном положении южной границы лесотундры в пределах молодой Западно-Сибирской плиты (66° с.ш.) и Восточно-Сибирской платформы (64° с.ш.) – для первой она значительно севернее. Не исключено, что это произошло не только из-за меньшей степени континентальности климата в Западной Сибири, но и из-за большей тектонической активности с воздействием на характер ММП вследствие изменений теплопотоков, водного режима и глубины протаивания. Соответственно мог меняться почвенно-растительный покров – лесотундру потеснила тайга. При этом сохраняется неоднозначность в определении характера и интенсивности движений. Анализ тектогенеза совместно с остальными компонентами морфолитогенной основы позволяет понять изменения устойчивости ландшафтов и ее зависимости от азональных и зональных факторов, в том числе опосредованно от изменений зональной дифференциации в связи с тектоническим режимом. Различия в ландшафтной структуре провинций оказывают существенное влияние на особенности геохимического фона.

ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРАЗИИ

FACIES STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF EURASIAN PLEISTOCENE DEPOSITS

М.А. Левитан, В.А. Друщиц, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия
m-levitan@mail.ru

M.A. Levitan, V.A. Druschits, T.A. Antonova, T.N. Gel'vi

V.I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry RAS, Moscow, Russia

В 1989 г. А.Б. Ронов, В.Е. Хаин и А.Н. Балуховский опубликовали атлас литолого-палеогеографических карт Мира для мезозоя и кайнозоя континентов и океанов [Ronov et al., 1989]. Самые молодые отложения в атласе были представлены плиоценом. Результаты обсчета указанных карт объемным методом А.Б. Ронова [Ронов, 1949] изложены в монографии [Ронов, 1993]. Таким образом, данные

по четвертичным отложениям в атласе и в монографии отсутствуют.

Сотрудники ГЕОХИ РАН в последние годы создали серию обзорных литолого-фациальных карт для пелагического плейстоцена Мирового океана и обсчитали их объемным методом [Левитан, 2017]. Одновременно в течение длительного времени проводилась работа по созданию литолого-фациальных карт для двух временных срезов плейстоцена (неоплейстоцена и эоплейстоцена) для Евразии масштаба 1:25 000 000 в азимутальной равновеликой проекции. Эту работу возглавлял А.Н. Балуховский, умерший в 2012 г. На совещании будут представлены упомянутые карты и определенные по ним с помощью объемного метода количественные параметры осадконакопления.

Пространственно-временные границы объекта исследования выглядят следующим образом: 1) границей Евразии служит современная береговая линия (архипелаги островов исключены из рассмотрения, а моря Азовское, Черное, Каспийское и Балтийское, напротив, включены); 2) стратиграфические объемы неоплейстоцена и эоплейстоцена приняты согласно данным [Алексеев и др., 1997], поскольку в указанном выше атласе А.Б. Ронова с соавторами в качестве верхней границы плиоцена указан рубеж 1.8 млн лет. Кроме того, большинство использованных нами карт четвертичных отложений для различных стран было опубликовано до принятия последнего варианта геологической шкалы [Gradstein et al., 2012]. Исключением является карта четвертичных отложений Российской Федерации [Карта…, 2016]. Таким образом, представляемые карты основаны на компиляции значительного числа картографических и монографических обобщений по крупным регионам Евразии, а также огромного количества журнальных публикаций.

Проведенная работа в методическом отношении была весьма сложной. Достаточно упомянуть проблемы стратиграфической корреляции региональных шкал. В принципе мы руководствовались данными геохронометрии и магнитной стратиграфии; остальные методы использовались с максимальной привязкой к ним. В условных обозначениях мы отошли от принципов составления литолого-палеогеографических карт А.Б. Ронова и В.Е. Хаина, убрав тектонический и палеогеографический блоки, упростив литологическую легенду и оставив только базовые фациальные зоны: области размыва, континентальной и морской седиментации. При этом для каждого временного среза рассматривались раздельно равнинные и горные области. В основе равнинных областей лежали разновозрастные платформы, а в основе горных областей – разновозрастные складчатые пояса и зоны тектонической активизации. Для фациальной зоны континентальной седиментации использованы два принципа: 1) указаны генетические типы и 2) там, где выделение генетических типов вызывает затруднение, закартированы основные литологические разности (литотипы).

Ниже приведем основные результаты проведенных расчетов для составленных литолого-фациальных карт. Площадь областей размыва Евразии в неоплейстоцене составляла 9.4 млн км^2 для равнин и 11.9 млн км^2 для горных областей (в сумме 21.3 млн км^2), а в эоплейстоцене – 17.7 млн км^2 для равнин и 12.6 млн км^2 для горных областей (в сумме 30.3 млн км^2). Объем осадков в областях седиментации в неоплейстоцене занимал на равнинах 963 тыс. км^3, а в горных областях 1247 тыс. км^3 (в сумме 2210 тыс. км^3). Для эоплейстоцена соответствующие показатели равны 783 тыс. км^3 и 2185 тыс. км^3 (в сумме 2968 тыс. км^3). После пересчета объемов осадочных образований в массы сухого осадочного вещества и расчета масс осадков в единицу времени (I) получаем для неоплейстоцена I для равнин $3047 \cdot 10^{18}$ г/млн лет, I для горных областей – $3946 \cdot 10^{18}$ г/млн лет (в сумме $6994 \cdot 10^{18}$ г/млн лет), а для эоплейстоцена, соответственно, $1958 \cdot 10^{18}$ г/млн лет, $5463 \cdot 10^{18}$ г/млн лет (в сумме $9392 \cdot 10^{18}$ г/млн лет). Таким образом, получается, что интенсивность накопления осадочного материала в эоплейстоцене была выше, чем в неоплейстоцене в 1.34 раза. При этом в горных областях этот параметр был выше в 1.38 раза, а на равнинах, напротив, был ниже в 0.64 раза. Очевидно, что эти результаты связаны как с вышеприведенным увеличением площади областей размыва в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом, так и с заметным возрастанием неотектонической активности в неоплейстоцене именно на равнинах (и ослаблением – в горных областях).

Обратимся теперь к осадкам и эффузивам. В неоплейстоцене объем континентальных осадков неопределенного генезиса составил 911.1 тыс. км^3, суммы объемов некоторых генетических типов континентальных отложений (лессы, эоловые осадки, озерные и ледниковые отложения) – 931.0 тыс. км^3, морских осадков –331.4 тыс. км^3, эффузивов – 30.4 тыс. км^3. В эоплейстоцене соответствующие параметры имели значения: 1512.9 тыс. км^3, 1221.6 тыс. км^3, 32.4 тыс. км^3, 112.2 тыс. км^3.

При этом на равнинах в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом уменьшились объемы накопившихся осадков неопределенного генезиса (275.1/313.2) и озерных отложений (93.5/273.8), а также эффузивов (12.4/22.0); возросли объемы эоловых осадков (149.3/65.7), лессов (45.8/36.8), ледниковых образований (278.6/4.7), морских осадков (113.0/67.0).

В горных областях в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом уменьшились объемы

накопившихся осадков неопределенного генезиса (640.9/1199.7) и озерных отложений (105.0/814.0), а также эффузивов (18.0/112.2); возросли объемы лессов (23.5/17.5), ледниковых образований (198.5/9.1), морских осадков (218.4/32.4).

Подробный анализ полученных тенденций изменения количественных параметров седиментации в течение плейстоцена еще предстоит, однако, уже сейчас можно уверенно констатировать связанное с интенсификацией континентального оледенения Северного полушария возрастание аккумуляции ледникового материала, накопления эоловых осадков и частично лессов.

Список литературы

1. *Алексеев М.Н., Борисов Б.А., Величко А.А.* и др. Об общей стратиграфической шкале четвертичной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1997. Т. 5. № 5. С. 105–108.

2. Карта четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1:2500000 (Отв. ред. О.В. Петров) // СПб: ВСЕГЕИ, 2016.

3. *Левитан М.А.* Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Мировом океане: глобальные закономерности и региональные особенности // Геохимия, 2017. № 5. С. 413–428.

4. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Геофиз. ин-т АН СССР (3), 1949. 136 с.

5. *Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 144 с.

6. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* The geologic time scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1176 p.

7. *Ronov A., Khain V., Balukhovsky A.* Atlas of lithological-paleogeographical maps of the World. Mesozoic and Cenozoic of continents and oceans. Leningrad: Mingeo, 1989. 79 p.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ГУБСКОГО УЩЕЛЬЯ РУБЕЖА ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА: ХРОНОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ПРИРОДНОЕ ОКРУЖЕНИЕ

ARCHAEOLOGICAL SITES AT THE TURN OF THE PLEISTICENE AND HOLOCENE IN GUBS GORGE: CHRONOLOGY, STRATIGRAPHY, ENVIRONMENT

Е.В. Леонова[1], Н.В. Сердюк[2], Е.А. Спиридонова[1], А.С. Тесаков[3], Е.В. Чернышева[4]

lenischa@yandex.ru, easpiridonova@mail.ru

[1] Институт археологии РАН, Москва, Россия

[2] Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия

[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия

[4] Институт физико-химических и Биологических проблем почвоведения Российской Академии наук, Пущино, Россия

E.V. Leonova[1], N.V. Serdyuk[2], E.A. Spiridonova[1], A.S. Tesakov[3], E.V. Chernyshova[4]

[1] Institute of archaeology of RAS, Russia

[2] Paleontological Institute of RAS, Russia

[3] Geological Institute of RAS, Russia

[4] Institute of Physical-Chemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Russia

Раскопки 2007–2014 гг. двух соседних многослойных памятников каменного века навеса Чыгай и пещера Двойная (Губское (Борисовское) ущелье, Северо–Западный Кавказ), позволили проследить последовательную смену нескольких индустрий каменного инвентаря с характерными для каждого этапа чертами, а на основании анализа фаунистических и флористических остатков рекон-

струировать природное окружение [Леонова и др., 2014]. Согласно полученным данным в период от 16–14 тыс. л.н. до 8,5 тыс. л.н. Губское ущелье периодически посещалось различными охотничьими коллективами, прослежена устойчивая динамика изменения климатических условий, связанных с увеличением влажности: от фазы существенного остепнения в конце позднего плейстоцена к постепенному увеличению роли мезофильных местообитаний в течение голоцена. Состав флоры и фауны каждого из этапов заселения навеса и пещеры представлен как лесными, так и степными видами, но меняется их соотношение [Леонова и др., 2014]. Подобная мозаичность встречается в некоторых горных и предгорных районах и связана как с вертикальной поясностью, так и с геологическим строением левого склона долины Губса [Гвоздецкий, 1994].

На материалах навеса Чыгай (8 культурных слоев) и пещеры Двойная (3 культурных слоя) выделено 4 этапа последовательной смены каменных индустрий (2 поздней поры верхнего палеолита и 2 мезолитических), но синхронизировать культурные слои из разных памятников практически невозможно. Наиболее древний (предположительно 16–14 тыс. л.н.) культурный слой исследован в навесе, материалы этого времени в пещере на вскрытой площади отсутствуют. В вышележащих слоях навеса Чыгай археологические материалы не очень многочисленны и в коллекциях нет т.н. руководящих форм. На основании сходства материалов первичного расщепления, а также наличии большого числа раковин моллюсков Helix можно предположить синхронность слоев 4 и 5 навеса Чыгай с верхним (1) культурным слоем пещеры Двойная. Радиоуглеродные даты для этих мезолитических слоев навеса колеблются от 9,5 до 10,3 тыс. л.н., в пещере для верхнего слоя пока нет дат, но материалы из подстилающего культурного слоя датируются в пределах 8,9–10 тыс. л.н. [Леонова, 2015].

Несмотря на то, что навес Чыгай и пещера Двойная находятся на одном гипсометрическом уровне на расстоянии всего 30 м и природа их генезиса, видимо, сходна и связана с эрозионными процессами, не удалось выявить единые стратиграфические привязки в толще отложений [Несмеянов, 1994, с. 28]. Горизонты обвалов и десквамации, которые могут отражать климатические изменения или быть следами древней сейсмической активности, в исследованных памятниках асинхронны. Горизонт обвала, выявленный в навесе, разделяет верхнепалеолитический культурный слой, который древнее нижнего культурного слоя пещеры Двойная, залегающего на скальном дне. Мощный горизонт обломочного материала, включая глыбу толщиной до 1 м, негатив которой можно разглядеть на своде пещеры, перекрывает верхний (позднемезолитический) культурный слой, под козырьком навеса Чыгай на этом уровне никаких следов катастрофического обвала нет, а на склоне, уже за капельной линией, под слоем гумуса в траншее, прорезающей склон, зафиксировано несколько крупных обломков, но точно соотнести время их падения с обвалом в пещере невозможно. Еще два менее выразительных десквамационных (?) горизонта, залегающие выше и ниже среднего (раннемезолитического) культурного слоя, выявлены только в разрезах пещеры.

Кроме пещеры Двойная и навеса Чыгай в Губском ущелье исследовано еще несколько памятников, содержащих материалы рубежа плейстоцена-голоцена: Губские навесы 1 и 7 (Сатанай), Касожская и Русланова пещеры. Но полученные материалы или не очень выразительны и не имеют четкой стратиграфической привязки (Русланова пещера), или коллекция состоит из разновременных механически смешанных артефактов (навес Сатанай). Пока на сновании сходства коллекций каменного инвентаря можно предположить, что нижний культурный слой навеса Чыгай и верхний культурный слой Губского навеса 1 относятся к одной волне заселения Губского ущелья. Материалы пещеры Касожская опубликованы лишь частично [Голованова и др., 2012] и недоступны. По описанию и иллюстрациям можно проследить ряд сходных черт в наборах каменного инвентаря нижних культурных слоев Касожской (слой 3 – по Голованова и IV – по Аутлеву [Аутлев, 1985]) и Двойной пещер. Примечательно, что в обоих случаях культурные слои перекрыты маломощным обвальным горизонтом, что также свидетельствует об их относительной синхронности. Радиоуглеродные даты, полученные для Касожской пещеры, колеблются от 10,5 до 14 тыс. л.н. [Голованова и др., 2012], а датировка толщи перекрывающего мезолитического слоя в пещере Двойная 11,8 тыс. л.н. [Леонова, 2015].

Эти данные в целом согласуются с данными раскопок Мезмайской пещеры (р. Сухой Курджипс), где верхнепалеолитический культурный слой 1–3, имеющий радиоуглеродные датировки 13,8–12,9 тыс. л.н., также перекрыт «слоем брекчии (до 10 см)», а вышележащий культурный слой имеет дату 8,7 тыс. л.н. Согласно данным естественных наук оба этих слоя формировались в относительно благоприятных условиях [Голованова и др., 2012; Леонова и др., 2014]. Коллекции каменного инвентаря верхнепалеолитических слоев Мезмайской и Двойной пещер имеют целый ряд сходных черт.

Сложность и многовариативность осадконакопления и формирования культурных отложений

в гротах и навесах Северо-Западного Кавказа не позволяет выявить четкие постоянные стратиграфические и биохронологические маркеры даже в пределах одного микрорегиона, по которым можно было бы синхронизировать материалы археологических памятников.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-01-00380.

Список литературы

1. *Аутлев П.У.* Отчет об итогах археологических разведок Адыгейского научно-исследовательского института в 1985 г. // Архив ИА РАН. Р-1. № 10804.

2. *Гвоздецкий Н.А.* Карстовые явления в верхней части бассейна реки Губс // Неандертальцы Гупсского ущелья на Северном Кавказе. Отв. ред. В.П. Любин. Майкоп. Изд-во «Меоты». 1994. С. 37–47.

3. *Голованова Л.В., Дороничев В.Б.* Имеретинская культура в верхнем палеолите Кавказ: прошлое и настоящее // Первобытные древности Евразии. К 60-летию А.Н. Сорокина. Отв. ред. С.В. Ошибкина. Воронеж – Москва – Санкт-Петербург. 2012. С. 111–154.

4. *Леонова Е.В.* К проблеме хронологии и культурной вариабельности каменных индустрий конца верхнего палеолита и мезолита Северо-Западного Кавказа (по материалам навеса Чыгай и пещеры Двойная) // Традиции и инновации в истории и культуре. Отв. ред. А.П. Деревянко, В.А. Тишков. М. 2015. С. 77–85.

5. *Леонова Е.В., Антипушина Ж.А., Сердюк Н.В., Спиридонова Е.А., Тесаков А.С.* Первобытный человек и природное окружение на рубеже плейстоцена – голоцена в Губском ущелье // Крупновские чтения. И.Е. Крупнов и развитие археологии Северного Кавказа. XXVIII Крупновские чтения. Материалы Международной научной конференеции. Москва. 21-25 апреля 2014 г. Москва: ИА РАН. 2014. С. 71–73.

6. *Несмеянов С.А.* Геоморфологический очерк района палеолитических местонахождений Борисовского ущелья р. Губс на Северном Кавказе // Неандертальцы Гупсского ущелья на Северном Кавказе. Отв. ред. В.П. Любин. Майкоп. Изд-во «Меоты». 1994. С. 22–36.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГАЛЬКИ ИЗ АЛЛЮВИЯ, ЛЕДНИКОВЫХ И КРИОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И КОНГЛОМЕРАТОВ

DIAGNOSTIC INDICATIONS OF PEBBLES FROM THE ALLUVIUM, GLACIAL AND CRYOGENIC FORMATIONS AND CONGLOMERATES

Е.Ю. Ликутов

Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия
likutov.evgenij@gmail.com

E.Yu. Likutov

Tyumen State University, Tyumen, Russia

Галька встречается в рыхлых образованиях (далее – РО) различного генезиса, зачастую не связанного с деятельностью водных потоков. Это затрудняет его определение. Однако внимательное изучение (в рамках возможно более полных исследований участников рельефообразования [Ликутов, 2012, 2014] и, в частности – РО) всего набора свойств гальки в РО различного генезиса позволяет установить отличительные как отдельные свойства, так и характеристики общих свойств гальки, получаемые ее обломками при воздействии определенных рельефообразующих процессов (далее – РП) на РО и приобретении ими определенного генезиса. Эти свойства и характеристики и составляют спектр диагностических признаков гальки из РО следующих генетических типов.

1. Галька из аллювия отличается прежде всего окатанностью различной степени, обозначаемой классами (0-IV) [по А.В. Хабакову (1946)], гладкой поверхностью (в отличие от шершавой у обтертых обломков – чаще всего в склоновых образованиях) и близким к равномерному характеру окатанности каждого обломка по всей его поверхности. Неравномерную окатанность обломкам придает определенно высокая транспортирующая способность русловых потоков. Она выражена скоростями течения,

чуть меньшими скоростей трогания [Богомолов, Михайлов, 1972] обломков, слагающих исследуемый аллювий. Галька при этом не только лучше сортируется, но и выстраивается в наклонную «щетку», тупой угол наклона обломков в которой открыт к вершине долины, острый – к ее устьевому створу. Открытые потоку части обломков окатываются лучше, а также, при обогащении воды гидроокислами железа, покрываются их пленкой (претерпевают ожелезнение). Только по этим свойствам исследователь в состоянии восстановить положение (залегание) в разрезе буквально каждого такого обломка.

Ориентировка гальки различная, сообразная характеру деятельности руслового потока, непременно – с наиболее устойчивым положением обломков, обеспечивающих максимальное сопротивление ему. Среди конкретных видов чаще всего встречается хаотичная (положение обломков при ней зависит и от их формы) и уже упомянутая щеткообразная.

Петрографический состав гальки обычно соответствует таковому для пород бассейна данной реки. Исключений намечается два. Первое составляют долины, в которых происходили перестройки. В этом случае необходимо включать в рассмотрение участки соседних бассейнов, стволовой частью которых являются перехваченные водотоки, а также – участки днищ древних долин, оказавшиеся в поясе междуречий в результате перестроек. Второе составляют долины, врезанные в РО, сформировавшиеся в результате длительной аккумуляции на обширных площадях днищ межгорных или крупных внутригорных впадин. Таковы долины малых и средних рек Амуро-Зейской равнины (межгорной впадины), врезанные, в частности, в РО бузулинской (олигоцен), сазанковской (N_1sz) и белогорской (N_2-Q_1 bl) свит [Геология СССР, 1966]. Петросостав слагающего их аллювия – экзотический по отношению к коренным скальным породам, слагающим бассейны рек, и представлен преимущественно (нередко – и исключительно) максимально устойчивыми к выветриванию окварцованными породами и кварцем.

Геоморфологическая позиция гальки аллювия: русло, пойма и днище долины в целом, надпойменные террасы, террасоувалы. В РО террасоувалов необходимо различать окатанные обломки с гладкой поверхностью и (тоже округлые) обтертые – с шершавой. Также аллювий (в виде как сложно построенных разрезов, так и незначительных скоплений и единичных обломков) слагает участки днищ древних долин в местах перестроек долинной сети.

2. Галька из ледниковых РО отличается в целом невысокой степенью окатанности (до II класса), значительными содержаниями колотых обломков, хаотичным распределением в разрезах, в ряде случаев – специфической ориентировкой в них и петросоставом, соответствующим таковому у пород на пути движения ледника.

Специфическая ориентировка гальки наблюдается в основной морене. Обломки в разрезе будто подвешены на невидимых ниточках за центр тяжести, что свидетельствует о субвертикальном их осаждении.

3. Галька из криогенных РО представляет собой обломки первично иного генезиса (в основном – флювиального или ледникового). Криогенные процессы придают ей свойства, изученные нами на ЮВ Ленинградской области [Ликутов, 2010]. В результате вертикальной криогенной дифференциации [Ликутов, 2014] она образует (непосредственно под лесной подстилкой) отмостку, мощность которой соответствует максимальному размеру (по средней оси) слагающих ее обломков. Часто галька под действием криогенных процессов становится колотой. Во время работ на ЮВ Ленобласти, исследуя буквально каждый обломок криогенной галечной отмостки на площади примерно 40х40 $см^2$, среди колотых обломков мы обнаружили два идеально подходящих друг к другу и в сложенном виде образующих крупную гальку III класса окатанности.

4. Гальку из конгломератов – пород гораздо более древних, чем четвертичные РО – отличают высокая степень окатанности (III-IV класс) и экзотический (по сравнению с породами бассейна реки, в пределах которого галька обнаружена) петросостав, представленный как устойчивыми (кварц, окварцованные породы), так и неустойчивыми (аргиллиты, алевролиты, песчаники) к выветриванию породами. Главный же диагностический признак гальки из конгломератов – мельчайшие остатки цемента (обычно – алеврито-песчаного материала) на поверхности обломков.

Полученные результаты показывают реализованные возможности определения генезиса гальки, даже если она содержится в породах иного, не свойственного ей самой, генезиса. Если же устанавливается единство генезиса РО и присутствующей в них гальки, то знание и выявление диагностических признаков гальки позволяет достоверно определить генезис РО.

Список литературы

1. *Богомолов А.И., Михайлов К.А.* Гидравлика. – М.: Стройиздат, 1972. – 647 с.

2. Геология СССР. – Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание. – М.: Недра, 1966. – 736 с.

3. *Ликутов Е.Ю.* Криогенные рельефообразующие процессы южнее зоны распространения многолетнемерзлых пород // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. – Труды (коллектив авторов). – М.: Географический факультет МГУ, 2010. – С. 158–160.

4. *Ликутов Е.Ю.* Связи и взаимодействия как участники рельефообразования // Вестник Тюменского государственного университета. Серия Науки о Земле. – 2012. – № 7. – С. 113–121.

5. *Ликутов Е.Ю.* Опыт применения закономерностей криогенной дифференциации обломков при разведке россыпей золота // Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природоохранные технологии освоения недр: материалы XIII Международной конф. (Москва (Россия) – Грузия (Тбилиси) 15–21 сент. 2014 г.) / Под ред. А.Е. Воробьева, Т.В. Чекушиной. – М.: РУДН, 2014. – С. 468–470.

6. *Ликутов Е.Ю.* Функции рельефообразующих процессов // XXXIV Пленум Геоморфологической комиссии РАН: Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ, г. Волгоград, ВГСПУ, 7–9 окт. 2014 г. – Волгоград: ВГСПУ, 2014. – С. 322–327.

7. *Хабаков А.В.* Об индексах окатанности галечников // Сов. геология. Сб. 10. 1946. – С. 98–99.

ИСТОРИЧЕСКИЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСВОЕНИЯ ДОЛИН РЕК БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ДНЕПРА В ПАЛЕОЛИТЕ-СРЕДНЕВЕКОВЬЕ

HISTORICAL AND GEOGRAPHICAL PATTERNS OF RIVER VALLEYS DEVELOPMENT ON THE UPPER DNIEPER BASIN IN THE PALEOLITHIC-MIDDLE AGES

Г.В. Лобанов, А.А. Чубур, В.Н. Гурьянов, А.П. Протасова, Б.В. Тришкин

Брянский госуниверситет им. акад. И.Г. Петровского, Брянск, Россия
Lobanov_grigorii@mail.ru

G.V. Lobanov, A.A. Chubur, V.N. Gur'yanov, A.P. Protasova, B.V. Trishkin

Bryansk state University named acad. I. G. Petrovsky, Bryansk, Russia

Закономерности освоения речных долин – направления миграций, типичные черты местообитаний в разные эпохи, их устойчивость во времени выводятся из представлений истории и археологии о проявлениях динамики природной среды в материальной культуре. Поэтапное заселение приречных территорий, очевидное из карт распространения археологических объектов разных эпох, указывает на изменение лимитирующих факторов природной среды на региональном уровне.

Древнейшие следы освоения человеком речных долин верхнего Поднепровья относятся к первой половине валдайской ледниковой эпохи – ранневалдайскому похолоданию (70–40 тыс. л.н.) и среднему валдаю (древнейшие находки верхнего палеолита и поздние мустьерские соответствуют началу формирования Брянской почвы около 35–40 тыс. л.н.). Небольшое число мустьерских пунктов находится на правом (у современных сел Хотылево, Бетово, Неготино) и на левом (северная окраина Брянска) берегу Десны между устьями притоков Ветьма и Болва (широта около 53°20′), ориентировка долины северо-восток-юго-запад. Распространение людей выше по течению Десны видимо ограничивалось суровостью климата, на что косвенно указывает минимум мустьерских находок в пределах современных Могилевской, Смоленской и Калужской областей. Распространение вниз по течению, к югу сдерживалось преобладанием остепненных ландшафтов на высоком правобережье Десны и большей крутизной склонов долины. Исходя из представлений о развитии ландшафтов среднего Подесенья в плейстоцене, преимущества первых местообитаний заключаются в относительно неширокой долине, ее пологом, невысоком правом склоне, которому преимущественно следовало русло и, вероятно, в притоках (Сенна и Серижа), впадающих здесь в Десну с севера. В это время, судя по известным разрезам перигляциальной зоны центра европейской части России, долинно-балочная сеть заполняется склоновыми осадками [Панин, 2012]. Выровненность рельефа обеспечивала хороший доступ к

реке. Долины притоков могли быть «коридорами» для использования лесных и охотничьих ресурсов левобережья.

В среднем валдае ареал освоения долины Десны остался практически тем же, хотя неандертальское население постепенно сменяется Homo sapiens. На водораздельных пространствах были распространены перигляциальные лесостепи и редколесья; в балках и долинах рек сохранялись благоприятные условия для лесных сообществ [Болиховская, 1995]. Пространственно-временная устойчивость мест поселений указывает, что колебания климата и чередование вреза-аккумуляции в речных долинах мало сказывались на их благоприятности.

Во время последнего ледникового максимума и позднеледниковья ареал местообитаний людей расширяется на долины средних рек (Судость – Юдиново, Елисеевичи, Курово) и южнее Брянска по самой Десне (Карачиж–Тимоновка–Супонево напротив устья р. Свень, 53° и Шакин Ров напротив устья р. Нерусса 52°30′). По Десне стоянки располагались в крупных балках, открывающихся в долину реки, на притоках же занимали преимущественно мысы первого порядка. Освоению долин способствовала активизация глубинной эрозии и врез долинно-балочной сети. Глубина эрозионного вреза превышала современную, в долинах и балках существовал относительно благоприятный микроклимат. Глубокий врез, кроме того, обеспечивал устойчивое подземное питание рек в межень, препятствуя промерзанию и представляя дополнительные источники воды жителям долин.

В первой половине голоцена (пребореальная и атлантическая эпохи, 10,5–5,7 тыс. л.н.) климат был сравнительно прохладным и влажным в сравнении со средним для голоцена, но много мягче, чем в позднеледниковье. Ареал освоения верхнего Поднепровья (боле 150 известных археологических пунктов неолита и мезолита) распространился на все крупные притоки Десны в среднем течении южнее широты Брянска (Судость, Навля, Нерусса, Снов) и Сожа (Ипуть, Беседь). Осваивались преимущественно пологие, невысокие участки склонов долин, площадки террас и высокой поймы. Высокие приречные плато, пересеченные балками, видимо были менее привлекательны. Значительная часть известных археологических объектов рек верхнего Поднепровья, находится теперь вблизи участков старого русла, которое было активным соответственно в раннем голоцене. Положение староречий позволяет допустить существенно бóльшую водность рек в это время. Русло следовало изгибам макроизлучин, сформированным в позднеледниковье, в эпоху очень высокой водности, или распадалось на несколько активных рукавов. Тесная связь поселений с долинами крупных и средних рек обусловлена широким использованием в хозяйстве неолита ресурсов охоты и собирательства.

В субатлантическую эпоху голоцена (5,7–3 тыс. л.н.) ареал освоения распространяется на некоторые сравнительно небольшие реки (Немолодва, Посорь, Ревна, Рассоха, Усожа) и верховья средних и крупных рек, причем, местообитания неолитических культур по-прежнему остаются востребованными. Водораздельные пространства между притоками, вероятно, посещались спорадически. Географические особенности освоения долин крупных и средних подобны таковым для раннего голоцена: поселения нередко располагались на участках террас и высокой поймы низменного левобережья, которые в настоящее время слабо востребованы в хозяйстве. Благоприятные условия жизни обеспечивала близость воды.

Для поселений раннего железного века (суббореальная эпоха) обнаруживается устойчивая дифференциация на городища и селища. Первые тяготели к участкам высоких склонов речных долин, расчлененных балками, которые обеспечивали лучшую естественную защиту, вторые ориентировались на лучшие условия ведения хозяйства. В I тыс. до н.э. палинологическими данными регистрируется иссушение климата, следствием которого стало сокращение стока рек. Количество поселений на левобережье крупных рек (Десны, Судости, Ипути) значительно сократилось. Удаленные от реки участки террас и высоких пойм использовались в этих условиях только время от времени, когда посещались жителями правобережья. В поиске новых мест жизни мигранты осваивали преимущественно долины малых реках, с лучшим увлажнением водосборных территорий и вероятно более устойчивым подземным стоком. Особенности расселения близкие к современным формируются в развитом средневековье. Относительно теплый и влажный климат эпохи способствовал освоению наиболее возвышенных водораздельных участков, на которых водопотребление в современную эпоху во многом обеспечивается ресурсами подземных вод.

Сравнительный анализ археологических находок и палеогеографических моделей изменения ландшафтных условий подтверждает, прежде всего, климатическую и, отчасти, геоморфологическую природу неравномерности освоения речных долин. С потеплением климата участки, освоенные в суровых условиях валдайского оледенения, не забрасывались, но и не представляли исключительного интереса. Вероятно, сценарий освоения отдельных долин мог отличаться в частностях, обусловленными внутренними различиями природы Поднепровья, но следовал общей схеме.



Список литературы

1. *Панин А.В.* Верховья долинно-балочных систем Восточно-Европейской равнины в ледниково-межледниковых климатических ритмах // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 18. М.: Географический факультет МГУ, 2012. С. 92–114.

2. *Болиховская Н.С.* Эволюция почвенно-лессовой формации северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.

АРКТИДА – ГИПЕРБОРЕЯ СУЩЕСТВОВОВАЛА! | ARCTIDA – HYPERBOREA DID EXIST!

Ю.И. Лоскутов

АО «Росгеология» АО «СНИИГГиМС»
loskutov@sniiggims.ru

Yu.I. Loskutov

AO Rosgeologia AO SNIIGGiMS

В начале 90-х в печати появились масса книг и статей о прародине арийских племен, о Гиперборее и т.п. После ознакомления с этими материалами у меня возник вопрос – а что говорят геологи о существовании Гипербореи? К своему удивлению я не обнаружил статей геологов о Гиперборейской цивилизации. Тогда я заинтересовался этим и стал собирать информацию.

В постановке проблемы Гипербореи решающую роль сыграли два человека – У.Ф. Уоррен и Б.Г. Тилак. В 1885 г. вышла книга ректора Бостонского университета доктора *У.Ф. Уоррена* «Найденный рай на северном полюсе». У.Ф. Уоррен сформулировал проблему так: существовал ли единый центр распространения человеческой расы и где он находился? Автор выдвинул гипотезу о том, что колыбель человечества находилась на Северном полюсе. Он проанализировал сохранившиеся в памяти человечества в виде мифов, религий представления о своем происхождении: все народы, независимо от того, где они сейчас живут, указывали на север, где когда-то была «райская жизнь».

Неопровержимые доказательства в пользу Арктической прародины индоиранцев привел в своих книгах индийский ученый *Б.Г. Тилак*: «Орион, или исследования древности Вед» (1893) и «Арктическая родина в Ведах» (1903, русское издание 2001). На основе анализа ведических мифов, религиозных обрядов, астрономических и геофизических реалий, обнаруженных им в текстах Вед и Авесты, и сопоставления этих сведений с данными геологии Б.Г. Тилак пришел к следующим выводам: Веды были созданы не позднее 4500 г. до н.э.; вокруг Северного полюса был континент, ушедший под воду в период последнего оледенения; древние арийцы жили на Северном полюсе и в циркумполярных областях в межледниковье, примерно, 30–40 тыс. лет назад; климат этого времени напоминал «вечную весну»; арктические земли населяли не только арии, но и другие народы; арктическая цивилизация по своему уровню была достаточно высокая, не соответствующая каменному веку. В результате внезапного резкого похолодания прародина ариев была разрушена.

В популяризации теории Арктической прародины человечества очень много сделал доктор философских наук *В.Н. Демин* (1942–2006), который, помимо многочисленных монографий и статей, организовал несколько экспедиций на Кольский полуостров.

Но как же быть с материком в районе Северного полюса? Аргументированный ответ на это может дать только геология и геофизика. В большой монографии «Российская Арктика», изданной в 2002 г., приведены данные геофизических и геологических исследований ложа Северного Ледовитого океана (СЛО). На Карте аномального магнитного поля СЛО четко выделяется восточная часть, где земная кора имеет в основном континентальный характер, то есть здесь когда-то был материк, и западная – где кора океаническая. По данным А.Н. Ласточкина и Г.Д. Нарышкина [1989], СЛО состоит

из трех орографических провинций: Евразийский и Амеразийский суббассейны и разделяющая их Центрально-Арктическая область океанических поднятий (ЦАООП).

После издания в 1995 г. Орографической карты Арктического бассейна масштаба 1:5 000 000, а в 1999 г. – Карты рельефа дна СЛО того же масштаба появилась возможность существенно уточнить подводное строение Арктического бассейна. Совместный анализ этих карт, проведенный И.С. Грамбергом и Г.Д. Нарышкиным в 2000 г., показал, что хребты и поднятия ЦАООП являются останцами докембрийской Гиперборейской платформы и сформированы в результате ее катастрофического погружения на дно СЛО; они являются естественным продолжением континентальных окраин Сибири в Арктический бассейн. На наш взгляд, ЦАООП и есть центр легендарной Гипербореи. ЦАООП представляет собой сильно расчлененную горную страну, ограниченную с запада и востока морями и включающую в себя субмеридиональные хребты Ломоносова, Альфа, поднятия Менделеева, Нордвинд, Чукотское плато.

В последние годы активизировалось изучение СЛО российскими и иностранными учеными. *Уникальные* результаты получены при бурении в 2004 г. на хр. Ломоносова экспедицией ACEX-302. На хр. Ломоносова на четырех участках между 87° и 88° с.ш. вблизи Северного полюса было пробурено 5 скважин, заложенных по линии сейсмопрофиля вкрест хребта. Сводный разрез этих скважин (до гл. 428 м) вскрыл через отложения кампанского (72–83 млн л.т.н.) возраста акустический фундамент.

Для решения проблемы Гипербореи нам важно знать, когда хр. Ломоносова и другие поднятия ЦАООП были сушей. Для этого воспользуемся выводами Б.И. Ким и З.И. Глезер [2007] об основных этапах кайнозойской истории СЛО. По их данным, хр. Ломоносова в приполюсной части между 87–88° с.ш., начиная с позднего кампана и вплоть до голоцена, по меньшей мере 5 раз был выше уровня моря.

Тектоническая жизнь Арктики в неоген – четвертичное время позволяет утверждать, что Гиперборейский материк мог опуститься на дно СЛО в любой отрезок этого времени. По данным различных исследователей, окончательное исчезновение гиперборейских островов в центре СЛО могло произойти в период от 18 до 2,5–3 тыс. лет тому назад. Так, пробы донного грунта, взятые с хр. Менделеева, оказались континентального происхождения. Их возраст определен как 9300±180 лет.

Возникает вопрос, как могли жить древние народы в своей Гиперборее и даже выращивать виноград, если по современным данным климатологии климат 30–40 тыс. л.н. был достаточно суровым? Заметим, что наши знания о климате прошлого являются неполными. По-видимому, теплый климат в СЛО во времена существования Гипербореи следует связывать с влиянием теплых течений Гольфстрима.

Сформулируем основные выводы:

– в циркумполярной области существовал материк, где в глубокой древности (по разным авторам, от 40 тыс. л.н. до 2 млн л.н.) жили «протопредки» народов. Это неоспоримо следует из анализа эпических, мифологических, литературных, религиозных источников Индии, Ирана, Греции, России, Скандинавии и других стран;

– геологические и геофизические исследования последних лет доказали, что хребты и поднятия ЦАООП являются остатками докембрийской Гиперборейской платформы, являющейся континентальным продолжением сибирского шельфа. Хребет Ломоносова в приполюсной части, начиная примерно с 72 млн л.н. и до настоящего времени включительно, по меньшей мере, пять раз был выше уровня моря;

– климатические теории допускают возможность существования на Гиперборейской платформе климата, благоприятного для жизни наших протопредков;

– Гиперборея включала в себя не только материк (или острова) вокруг Северного полюса, но и ныне затопленный шельф и приполярную территорию сегодняшних России и скандинавских стран, поэтому они и являются современными наследниками Гиперборейской цивилизации, то есть автохтонами.

Список литературы

1. *Ким Б.И., Глезер З.И.* Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.

2. *Ласточкин А.Н., Нарышкин Г.Д.* Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана // Океанология, 1989. Т.XX1X. Вып. 6. С. 968–973.

ОТЛОЖЕНИЯ НОВОАФОНСКОЙ ПЕЩЕРЫ | SEDIMENTS OF NOVOAFONSKAYA CAVE

Б.Р. Мавлюдов[1], О.И. Кадебская[2], Е.П. Базарова[3], Т.М. Кудерина[1], Я.А. Экба[4]

[1] Институт географии РАН
[2] Горный институт УрО РАН
[3] Институт земной коры СО РАН
[4] Институт экологии АНА
bulatrm@bk.ru

B.R. Mavlyudov[1], O.I. Kadebskaya[2], E.P. Bazarova[3], T.M. Kuderina[1], Ya.A. Ekba[4]

[1] Institute of geography RAS
[2] Mine institute of UB RAS
[3] Institute of earth crust of SB RAS
[4] Institute of ecology ASA

Новоафонская пещера расположена на южном склоне Большого Кавказа в предгорной зоне в пределах поселка Новый Афон, Абхазия. Пещера оборудована для экскурсий с 1972 г. и принимает огромное количество посетителей (до 300 000 человек в год). Пещера представляет собой череду гигантских залов и галерей, которые соединены с поверхностью входной шахтой глубиной около 140 м и 2 искусственными туннелями: транспортным, по которому в пещеру доставляют туристов, и водоотводным, который сбрасывает воду из пещерных озер при катастрофических паводках.

Пещера залегает в ядре западной части Аж-Амгвской антиклинали, которая протянулась почти параллельно Черноморскому побережью. Пещера сформировалась в известняках баррема, она богата разнообразными отложениями, возраст которых не известен. К настоящему времени не известен и возраст самой полости. Однако, поскольку воздымание Кавказа связано с альпийской складчатостью, формирование пещеры происходило в четвертичное время. В пещере представлены отложения: обвальные, остаточные, озерные, натечные, вторичные гипсовые, биогенные и антропогенные.

Обвальные отложения распространены в пещере почти повсеместно. Эти отложения могут иметь состав, соответствующий составу вмещающих пород или вторичному кальциту. Наибольшие объемы обвальных отложений присутствуют в залах Анакопия, Махаджиров, Нартаа, Храм, Гиви Смыр, Апхерци и Апсны. Основное происхождение этих отложений – сейсмогенное. Однако, в первых залах, возможно, обрушения глыб со сводов могли быть связаны с присутствием в материнских известняках гнезд гипса. Растворение гипса на сводах залов конденсационными водами могло способствовать более легкому разрушению горных пород. Объем обвальных отложений в пещере оценивается в 450 тыс. м^3, при этом объем отдельных глыб достигает 15–35 м^3 [Тинтилозов, 1983]. Крупных современных обрушений в пещере замечено не было.

Озерные отложения развиты в залах, где имеются постоянные озере: Анатолия, Голубое, Нартаа и временное озеро в зале Махаджиров. Озерные отложения представляют собой скопления глинистых и алевритовых частиц, которые принесла вода через сифонные каналы во время паводкового заполнения озерных котловин. Отложения озера Нартаа представлены бурым алевритом, состоящим из окатанных обломков известняка, кальцита, кварца, разрушенных кремней и окисленных железомарганцевых сфероидных зерен. По результатам исследования образцов алеврито-глинистых отложений из разных точек Новоафонской пещеры получен следующий минеральный состав: кварца 8–50%, кальцита 5–25%, полевых шпатов 10–15%, доломита 5–9%, смектита и смешаннослойных минералов до 58%. Кроме этих минералов, были обнаружены каолинит (следовые содержания) и рентгеноаморфная фаза (предположительно, органическое вещество). Для большинства алеврито-глинистых отложений характерно накопление относительно вмещающих пород (известняков и силицитов) почти всех петрогенных компонентов, за исключением CaO и CO_2, также в отдельных случаях незначи-

тельно выносятся *MnO* и *MgO*. Что касается редких элементов, то в глинах накапливаются *Sc*, *V*, *Cr*, *Pb*, *Sn*, *Ba*, *Sr*, *Be*, в отдельных случаях незначительно выносятся *Co*, *Ni*, *Cu*, *Zn*.

Остаточные отложения можно наблюдать в разных частях Новоафонской пещеры. Эти отложения определяются как нерастворимый остаток известняков [Дублянский, 2000; Максимович, 1963]. К остаточным отложениям отнесены несцементированные образования в виде дресвы (размер частиц 1–10 мм) и неслоистые глинистые образования. Глинистые фракции остаточных отложений наблюдались в залах Анакопия и Апсны, в боковом ходе напротив Белой горы в зале Махаджиров, а разрушенные кремниевые конкреции – в зале Анакопия и в боковом ходе напротив Белой горы в зале Махаджиров.

На полу и глыбах известняка под гипсово-кремнеземными гнездами формируются также залежи бурой ожелезненной глины с железо-марганцевыми зернами и прослоями выветрелого остаточного кремнезема (маршалит?) с кристаллами барита осыпавшегося после растворения сульфатов из гипсово-кремнеземных отдельностей в известняке.

В некоторых случаях остаточные отложения остаются на поверхности материнской породы. В таких случаях визуально они сохраняют структуру породы, но на деле уже таковой не являются. Остаточные отложения были отмечены под гипсовыми корками и рядом с ними на участке стены между естественным и искусственным входами в зал Анакопия, в боковом притоке напротив Белой Горы и других местах.

Основными компонентами остаточных отложений являются кварц, гипс, кальцит, барит, гидрослюда и смешанно-слойные минералы. Также в остаточных отложениях были обнаружены Na^{1+} смектит, полевой шпат, ярозит, следы каолинита, хлорита, вермикулита, гидробиотита и рентгеноаморфная фаза.

Минеральный состав водных хемогенных образований типичен для пещер карбонатного карста и представлен кальцитом, реже встречаются арагонит, гипс и гидрогематит. Кальцит, иногда с арагонитом, слагает преимущественно агрегаты гравитационных кор (натечные коры, сталактиты, сталагмиты, драпировки), субаквальных кор (гуры, инкрустации дна водоемов, пизолиты), кораллитовых кор (кораллиты, кристалликтиты), а также геликтиты и один из типов мондмильха.

Вторичные гипсовые отложения довольно широко распространены в пещере, что, вероятно, связано с выщелачиванием гипса, содержащегося в известняках, и последующим его переотложением в более благоприятных условиях, где происходит испарение влаги. Вторичный гипс в Новоафонской пещере слагает коры, иногда образующие коробчатые и пузырчатые структуры, кристаллы, антолиты и мондмильх.

При стекании растворов в глинистые отложения и медленном испарении в дальнейшем в глине формируются сростки разно ориентированных пластинчатых метакристаллов крупнозернистого гипса длиной до 2–3 см и толщиной до 0,5 см.

Антропогенная органика представлена несколькими формами: 1) бумажный, синтетический и органический мусор, заносимый туристами в пещеру; 2) очесы одежды с потожировыми выделениями людей; 3) почвообразные формы, возникающие при появлении травянистой растительности, возникающей на освещенных участках пещеры (лампенфлора). Если с первым типом мусора еще можно бороться, просто вынося его из пещеры, то мусор второго и третьего типов в настоящее время удалить из пещеры затруднительно. При этом на таком виде загрязнения начинают размножаться плесени, грибы и бактерии. Особняком стоит строительный мусор, сохранившийся на отдельных участках пещеры. Примером могут служить полностью прогнившие жерди и доски в зале Спелеологов. Этот зал не посещается туристами, потому этот мусор не бросается в глаза.

Наиболее перспективными для изучения возраста отложений в пещере являются сталагмиты и слоистые отложения озера Анатолия в первом зале Анакопия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 17-55-40003.

Список литературы

1. *Дублянский В.Н.* Занимательная спелеология. Челябинск: Урал-ЛТД, 2000. 528 с.
2. *Максимович Г.А.* Основы карстоведения. Ч. 1. Пермь. 1963. 445 с.
3. *Тинтилозов З.К.* Новоафонская пещерная система. Тбилиси: Мецниереба. 1983. 149 с.

ХРОНОЛОГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ РАДИОУГЛЕРОДНОГО АНАЛИЗА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНЫХ ЧАСТЯХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

CHRONOLOGY OF HOLOCENE EARTHQUAKES AND THEIR CONSEQUENCES IN THE CENTRAL AND SOUTHERN PARTS OF THE BAIKAL RIFT ZONE, BASED ON RADIO-CARBON ANALYSIS

С.А. Макаров[1], Х.А. Арсланов[2], А.А. Черкашина[1], Ф.Е. Максимов[2], А.Ю. Петров[2], А.А. Старикова[2]

[1] Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия
[2] Санкт-Петербургский Государственный университет, г. Санкт-Петербург
makarov@irigs.irk.ru

S.A. Makarov[1], Kh.A. Arslanov[2], A.A. Cherkashina[1], F.E. Maksimov[2], A.Yu. Petrov[2], A.A. Starikova[2]

[1] V.B. Sochava Institute of GeographySB RAS, Irkutsk, Russia
[2] Saint-Petersburg State Universiti, St. Petersburg, Russia

На территории Байкальской рифтовой зоне в голоцене выделяются периоды сейсмической активности, характеризующиеся серией катастрофических землетрясений сопровождающиеся вскрытием земной поверхности и образованием разломов. Разрывы преимущественно приурочены к тектоническим зонам, которые в процессе своего развития обновлялись неоднократно. Они формируются как в основании склона, так и на водоразделе. Кроме этого в эпицентральных зонах землетрясений происходили одновременно различные другие события: 1 – образование складчатости и разрывов рыхлых отложений на значительном удалении от эпицентра, 2 – опускание и поднятие днищ котловин, 3 – формирование гравитационных процессов. При землетрясениях следы сейсмического события в зависимости от его мощности могут проявляться за сотни километров от его эпицентра [Солоненко, 1979]. Следует отметить, что землетрясения могут являться спусковым механизмом, запускающим процесс развития речных долин на последующие тысячелетия. Это происходит в случае опускания конусов выноса рек, вызывая регрессивную эрозию русла на десятки километров.

В процессе накопления рыхлых отложений в местах многочисленных нарушений земной поверхности (разломах, рвах, понижениях и т. д.), образовавшихся при сильных землетрясениях, фиксируется различная информация о прошедших событиях. В дальнейшем отрицательные формы рельефа заполнялись осадками, в том числе органогенными, сносимыми со склонов. Для обнаружения погребенных следов древних землетрясений и установления их возраст применялся метод тренчинга (вскрытие предполагаемых сейсмогенных разломов траншеями).

Нами были изучены и продатированы радиоуглеродным методом сейсмогенные отложения следующих палеосейсмогенных структур: 1 – на западном побережье озера Байкал (Сарма), 2 – в долине пади Озерко (западное побережье Байкала в районе пос. Бол. Голоустное), 3 – на водоразделе хребта Хамар-Дабан (Танхойская), 4 – в основании Торской котловины на левобережье р. Иркут (Торская) и 5 – в основании западного борта Тункинской впадины (Аршанская), а также в разрезах предполагаемых эпицентральных зон сильных палеоземлетрясений (рис.).

Наиболее древнее сейсмическое событие относящееся к началу голоцена зафиксировано при вскрытии сейсмогенной структуры Сарма, расположеной в Приольхонье, в устьевой части одноименной реки (см. рис.) [Макаров, 1997].

Условия формирования отложений на водоразделе несколько иное, чем у подножия склона. При вскрытии сейсмогенных рвов на Танхойской сейсмогенной структуре, расположенной на вершинной части водораздела хр. Хамар-Дабан установлены рвы как разрывного, так и оползневого типа. Возраст структуры определен по погребенной почве и равен 7920±360 (ЛУ–2712).

Следы деформаций сейсмогенного происхождения были обнаружены в разрезах рыхлых отложений Тункинской котловины на расстоянии от 24 до

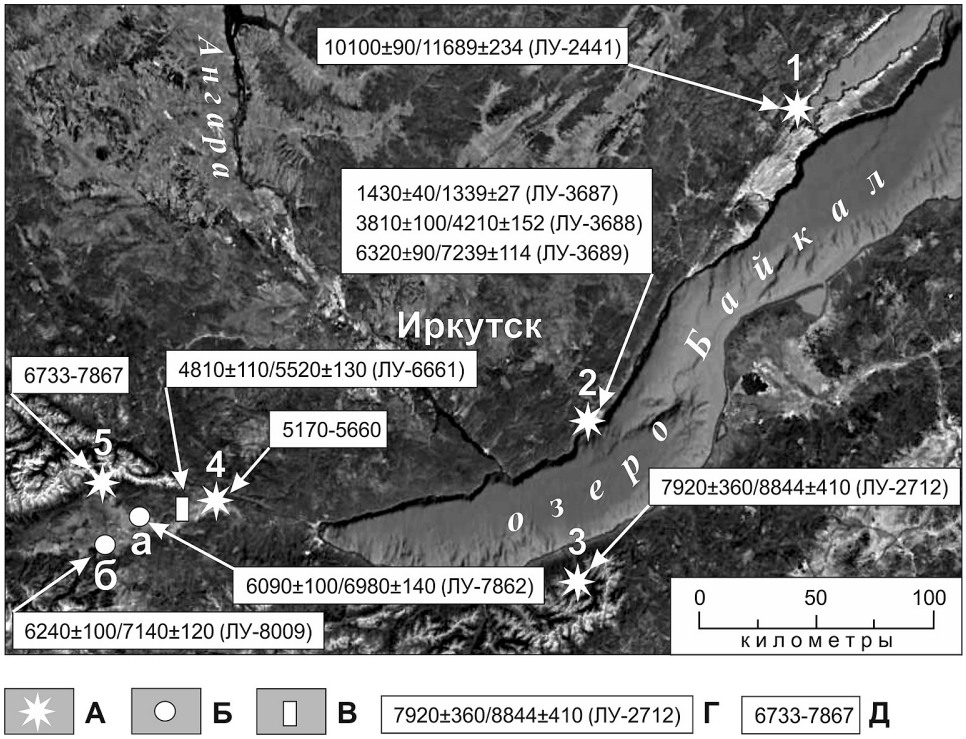


Рис. Местоположение палеосейсмогенных структур и разрезов с радиоуглеродными датировками.

А – палеосейсмогенные структуры: 1 – Сарма, 2 – падь Озерко (предполагаемая), 3 – Танхойская, 4 – Торская, 5 – Аршанская; Б – разрезы со следами сейсмогеннных деформаций рыхлых отложений: а – Еловский (51˚46′24.0″, 102˚41′42.9″, WGS-84), б – Бого Горхон (51˚41′20.5″, 102˚27′29.6″); В – разрез Гужиры (51˚47′41.9″, 102˚54′54.2″); Г – возраст сейсмического события: радиоуглеродный / календарный (cal BP) возраст образца и его номер; Д – интервал сейсмического события (кал. л.н.) по О.П. Смекалину [2008]

27 км от предполагаемого эпицентра землетрясения. Сейсмическая волна на отдельных участках земной поверхности образовала волнистую поверхность, экранированную с поверхности почвенным слоем, перекрытым в дальнейшем осадками эолового и делювиального происхождения. Для установления возраста образования сейсмогенных деформаций сравнивался календарный возраст погребенных почв из разреза с возрастом землетрясений, произошедших в голоцене на Восточном участке Аршанской палеосейсмогенной структуры. По данным О.П. Смекалина [2008] предпоследнее палеоземлетрясение оставившее свой след произошло в интервале 6733–7867 кал. л.н. Деформированные почвы являются одновозрастными и укладывается в ранее установленный интервал предпоследнего Аршанского палеоземлетрясения (см. рис.).

Для Торской впадины, используя радиоуглеродный метод, установлен врез р. Иркута, совпадающий по времени с предпоследней активизацией Торской сейсмогенной структуры, вследствие чего произошло опускание восточной части Торской впадины и выше по течению реки началась регрессивная эрозия по дну долины (см. рис.). В голоцене в пределах сейсмически активных районов Прибайкалья формирование надпойменных речных террас происходило за относительно короткое геологическое время. Не исключено, что ряд террас, возраст которых ранее относили к верхнему плейстоцену, являются на самом деле голоценовыми террасами.

В пади Озерко (Семениха) на западном побережье Байкала в Приморском хребте, в 3 км юго-западнее пос. Бол. Голоустного в период землетрясений произошло перегораживание речной долины оползнем-обвалом с образованием подпрудного озера [Макаров, 1999]. Здесь установлены три этапа землетрясений: 7239±114, 4210±152 и 1339±27 кал. л.н. (см. рис.).

Таким образом, в центральных и южных регионах Байкальской рифтовой зоны в течение голоцена выявлены наиболее значимые периоды сейсмической активности в интервале 11690±230 – 11060±220 кал. л.н. (разрез Сарма и Торская впадин; 10100±160 – 9903±229 (Торская и Аршанская впадины); 9150±110 – 8840±410 кал. л.н. (Торская впадина, Еловский отрог, Танхойская впадина); 6980±140 – 7239±114 кал. л.н. (Еловский отрог, Аршанская впадина, Разрез Бого-Торхом, падь Озерко); 5520±130 кал. л.н. (Торская впадина); 4210±150 кал. л.н. и 1340±30 кал. л.н. (Падь Озерко).



Список литературы

1. *Макаров С.А.* Геоморфологические процессы Приольхонья в голоцене // География и природные ресурсы, 1997. № 1. С. 77–84.

2. *Макаров С.А.* История развития пади Озерко на западном побережье Байкала // География и природные ресурсы, 1999. № 4. С. 36–43.

3. *Макаров С.А., Рыжов Ю.В., Рященко Т.Г., Кобылкин Д.В.* Формирование речных террас в условиях высокой сейсмичности // География и природные ресурсы, 2016. № 1. С. 103–110.

4. *Смекалин О.П.* Изучение палеосейсмогенных деформаций Южного Прибайкалья. М.: ИФЗ РАН, 2008. 102 с.

5. *Солоненко В.П.* Сейсмогеология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния. Новосибирск: Наука, 1979. 70 с.

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕЖАЩЕЙ ЧАСТИ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ

CHANGE STRUCHURAL PLANS IN THE QUATERNARY ON THE TERRITORY OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM AND ADJACENT PART OF THE SKYTHIAN PLATE

Н.В. Макарова, Т.В. Суханова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия
makarovanat@yandex.ru

N.V. Makarova, T.V. Sukhanova

Moscow state University M.V. Lomonosov, geological faculty, Moscow, Russia

В течение новейшего этапа на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) происходила неоднократная перестройка структурных планов. Она вызывалась изменяющейся во времени геодинамической обстановкой вследствие постоянного перераспределения тектонических сил, воздействующих на неоднородную по строению в разных районах земную кору платформы. Причинами этого является воздействие на платформу активных источников новейших тектонических напряжений, находящихся как вне платформы, так и в ее пределах.

При изменениях структурных планов степень наследования новейшими платформенными деформациями древних структур различна. Ряд крупных структур, особенно положительных, развиваются в общем унаследовано в течение длительного времени и в новейший тектонический этап, в том числе, и в четвертичное время. С протерозоя или раннего палеозоя с некоторыми перерывами, когда происходили прогибания или прекращение движений, развиваются поднятия Украинского и Балтийского щитов, Токмовского и Воронежского сводов и многие другие. Среди отрицательных структур Прикаспийская впадина прогибается практически на протяжении всей геологической истории. В то же время другие синеклизы, например, Московская, в новейшее время испытали существенную перестройку в результате роста многочисленных поднятий разного ранга. Структуры менее крупные (Окско-Цнинский вал, Нижнеокский прогиб и др.) также в целом наследуют палеозойские деформации, развиваясь с отдельными перерывами. При этом границы структур, как правило, не остаются постоянными на разных возрастных уровнях, они мигрируют в ту или другую сторону.

В новейшее время возникли структуры, отличные от древних и по знаку движений и по простиранию – новообразованные. Среди них Смоленско-Дмитровско-Ветлужский вал, протягивающийся на сотни километров в близком к широтному восток-северо-восточном направлении, не соответствует структурам фундамента, палеозойского и мезозойского этажей, имеющим преимущественно

северо-восточную ориентировку [Макаров, 2008]. Другими примерами являются Усть-Двинский прогиб на севере ВЕП, заложившийся на месте Архангельского выступа фундамента, Манычский прогиб, частично развивающийся над Ростовским выступом фундамента на южной границе ВЕП, и многие другие. Даже там, где фундамент находится практически на поверхности или близко к ней, новейшие деформации не всегда согласны с его структурами. Так, протерозойские структуры южного склона Воронежского поднятия имеют преимущественно северо-западную ориентировку (район долины р. Сейм), а новейшие – широтную [Макарова и др., 2015]. Это доказывает, что новейшие структурные формы не являются прямым отражением структур фундамента. В их образовании участвуют и другие факторы.

Перестройки структурных планов на территории ВЕП имели место и в течение новейшего этапа. Наиболее существенная произошла на границе плиоцена и плейстоцена. При этом четвертичные положительные и отрицательные деформации, выраженные в рельефе, не всегда повторяют или продолжают суммарные неотектонические как по знаку, так и по простиранию. Это представлено в южных районах ВЕП и на Скифской плите, относительно близко расположенных к источнику напряжений – Кавказскому орогену. Здесь по подошве погребенной майкопской серии позднеолигоцен-раннемиоценового возраста выделены поднятия и впадины северо-западного и близкого к широтному простирания, образовавшиеся в начале новейшего этапа [Новейшая…, 2006]. Структуры, появившиеся в четвертичное время, имеют север-северо-западное простирание и местами полностью не согласны по знаку движений с более древними.

Другим районом, где происходила значительная перестройка на протяжении новейшего этапа, является Окско-Донской прогиб. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время основная зона прогибания находилась в восточной его части, где в остаточном морском заливе накопились лиманно-морские ламкинская и горелкинская свиты [Миоцен…, 1977]. Затем, в связи с вовлечением прогиба в развивавшееся на востоке Приволжское поднятие на протяжении позднего миоцена и плиоцена зона прогибания смещалась к западу, и в четвертичное время на месте прогиба возникли молодые поднятия, сложенные палеоген-неогеновыми и перекрывающими их четвертичными ледниковыми отложениями.

Изменения структурных планов и обстановок приводит к тому, что многие новейшие прогибы в разных частях ВЕП в четвертичное время сокращаются за счет роста в их пределах положительных структур. При этом наиболее важными являются голоценовые и современные деформации, которые влияют на устойчивость территорий строительства ответственных инженерных объектов, эксплуатации месторождений полезных ископаемых и др., ведут к развитию опасных геологических процессов – трещиноватости пород, подпруживанию и подтоплению, карсту, суффозии, оползанию и других экзогенных процессов, а иногда и к проявлению сейсмичности. Признаки развития таких деформаций выявляются при детальном изучении самых молодых форм рельефа – речных пойм и русел, слагающего их аллювия. При этом устанавливаются вертикальные и горизонтальные деформации, причинами которых являются тектонические напряжения, в том числе сдвигового типа, передаваемые от разных источников. Признаки таких деформаций выявлены в Сеймском и Нижнеокском прогибах в районах предполагаемого строительства Курской-2 и Нижегородской АЭС, Верхнекамском прогибе на территории месторождения калийных солей и во многих других районах ВЕП [Макарова и др., 2015].

В целом несогласия новейших, в том числе четвертичных, и древних структурных планов могут приводить к относительно повышенным современным тектоническим напряжениям в отдельных районах ВЕП, следствием которых являются негативные природные процессы. Современный структурный план какого-либо района лучше всего отражен на структурно-геоморфологических картах.

Список литературы

1. *Макаров В.И.* Четвертичная тектоника и геодинамика платформенных территорий актуальные проблемы изучения // Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода. 2008. № 68. С. 10–25.

2. *Макарова Н.В., Макеев В.М., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В.* Новейшая тектоника и геодинамика юго-западного крыла Воронежского поднятия // Вестник МГУ. Отд. 4. Геология. 2015. № 1. С. 4–10.

3. Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. 248 с.

4. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и кифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.

ПАЛЕОПОЧВЫ КАК ИНДИКАТОР ДИНАМИКИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ БАССЕЙНА НИЖНЕЙ ВОЛГИ ЗА ПОСЛЕДНИЙ МЕЖЛЕДНИКОВО-ЛЕДНИКОВЫЙ МАКРОЦИКЛ

PALEOSOLS AS A PROXY OF ENVIRONMENTAL DYNAMIC IN LOWER VOLGA RIVER BASIN DURING THE LAST GLACIAL-INTERGLACIAL MACROCYCLE

А.О. Макеев[1], А.В. Русаков[2], М.П. Лебедева[3], С.М. Багрова[2], Е.О. Соснова[1], Р.Н. Курбанов[1], Т.А. Янина[1]

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
makeevao@gmail.com, roger.kurbanov@gmail.com, didacna@mail.ru; revenge262@gmail.com
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
a.rusakov@spbu.ru, svetlana.m.bagrova@gmail.com;
[3] Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия
m_verba@mail.ru

A.O. Makeev[1], A.V. Rusakov[2], M.P. Lebedeva[3], C.M. Bagrova[2], E.O. Sosnova[1], R.N. Kurbanov[1], T.A. Yanina[1]

[1] Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia
[3] V.V. Dokuchaev Soil Institute, Mocsow, Russia

Изучение погребенных палеопочв позволяет реконструировать природные обстановки предшествующие погребению благодаря свойствам почвенной памяти [Память почв, 2008]. Изменения природной среды в бассейне Нижней Волги связаны с колебаниями уровня Каспийского моря, а также реакцией на ледниково-межледниковые циклы. В почвенно-седиментологических сериях Понто-Каспийского региона представлены многочисленные горизонты палеопочв, которые являются надежной основой стратиграфических корреляций, а также используются для палеогеоморфологических исследований [Konstantinov et al., 2016]. Тем не менее, изучение палеопочв бассейна Нижней Волги как палеогеографического архива до сих пор не проводилось. Педоседиментологическое толщи на террасах рек Ахтубы и Волги дает уникальную возможность выявить сложное взаимодействие факторов, отражающих колебания уровня Каспия, чередование флювиальной и эоловой седиментации, изменения ландшафтной обстановки под влиянием ледниково-межледниковых циклов и реакцией на эти факторы почвообразования.

Палеопочвы последнего макроцикла были изучены в составе педоседиментационной серии в опорном разрезе Средняя Ахтуба, приуроченном к береговому уступу долины одноименной реки (48.7005277 N, 44.89330709 E, 16 м н.у.м.). В разрезе выделяется семь педогенетических уровней, включая дневную каштановую почву, типичную для окружающих сухостепных ландшафтов (рис. 1). Каштановая почва сформирована в слое лесса мощностью 120 см, подстилаемом шоколадными глинами (120–520 см) раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря [Arslanov et al., 2016]. В верхней части толщи шоколадных глин до глубины 230 см прослеживаются слабовыраженные признаки почвообразования (ореховатая структура и слабовыраженные глинистые кутаны с перекрывающими их карбонатными пленками).

Нижележащая толща ательских отложений (МИС 3) представлена чередованием аллювиальных песчаных отложений и маломощных лессовых прослоев. К последним приурочены три педогенетических уровня на глубинах 520–600, 770–800 и 880–910 см от дневной поверхности. В силу динамичной обстановке седиментации почвенный профиль почвы верхнего уровня срезан до горизонта АВ, а средний и нижний уровни представлены маломощными лессовыми прослоями с признаками почвообразования в толще песчаных отложений. Почвы формировались в холодной аридной обстановке. Об этом свидетельствует характер сохранившихся фрагментов гумусовых горизонтов, наличие кротовин и карбонатных новообразований (в том числе ризолитов травянистых растений). О мерзлотной обстановке (длительное сезонное промерзание, возможно многолетняя мерзлота) свидетельствует

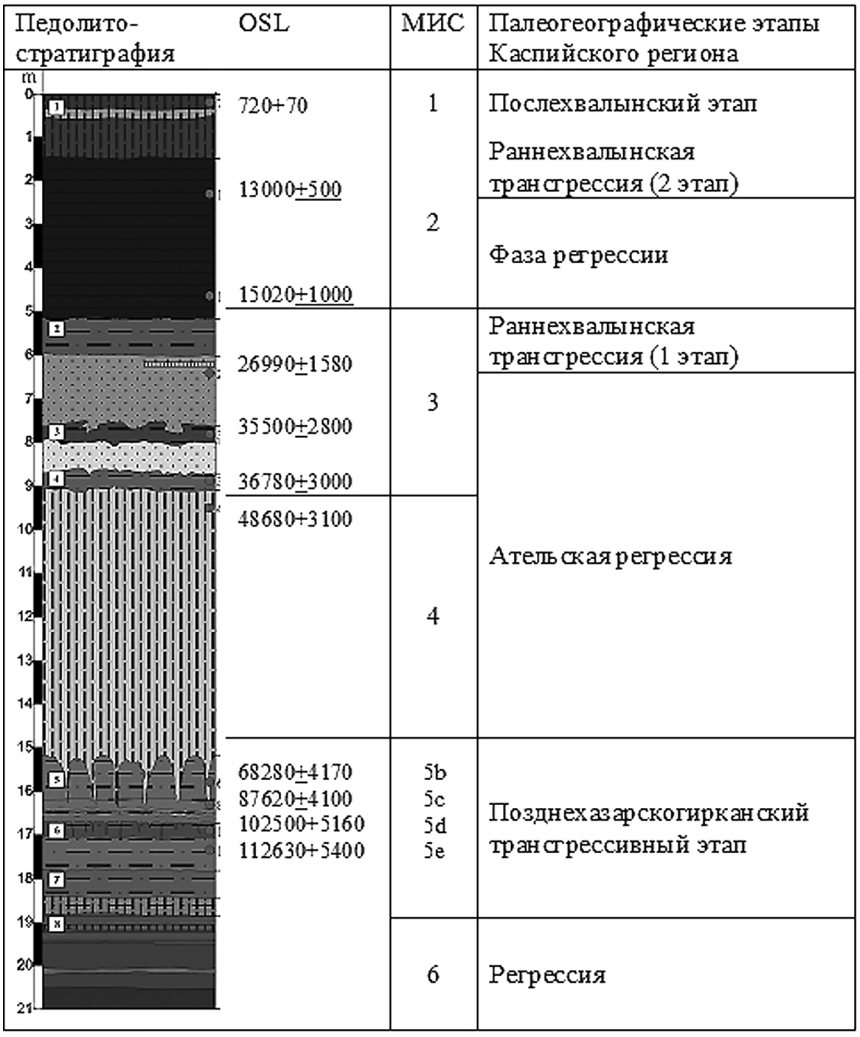


Рис. 1. Стратиграфия разреза Средняя Ахтуба и корреляция OSL возрастов с МИС. OSL датировки по [Kurbanov et al., 2016].

1, 2, 3 – педогенетические уровни

наличие мерзлотных клиньев с песчаным заполнением и инволюциями на всех педогенетических уровнях. Почвы формировались под влиянием длительных сезонных паводков, определявших формирование признаков оглеения. Нижележащая толща ательских отложений (910–1530 см, МИС 4) [Yanina, 2012] представлена карбонатным лессом без признаков почвообразования.

Мезинский педокомплекс (МИС 5a-e,) приурочен по времени к позднехазарской трансгрессии и включает три педогенетических уровня, сформированных в лессовой толще: верхний (1530–1680 см), средний (1680–1790 см) и нижний (1790–1800 см). Почвы – черноземы гидрометаморфизованные и гумусово-гидрометаморфические. Их общими чертами являются ярко выраженные признаки степного почвообразования – мощные гумусовые горизонты, кротовины, карбонатные новообразования. Верхняя палеопочва имеет синлитогенный гумусовый горизонт мощностью более 1 м. Чередование лессовых и песчаных прослоев в нижней части профиля свидетельствует о контрастной смене флювиальной и субаэральной седиментации. Все три палеопочвы разбиты сетью мерзлотных клиньев, начинающихся в толще ательских отложений (МИС 4) и заполненных лессовым материалом. В кровле гумусового горизонта верхней почвы клинья широкие до 10 см, в нижней почве представлены узкие окончания клиньев. Во всех почвах сформированы признаки оглеения, связанные с высоким уровнем паводков (глеевая пятнистость, марганцевые конкреции). Наличие мезинского педокомплекса подтверждает тот факт, что район Среднего течения реки Ахтуба был за пределами позднехазарской трансгрессии.

Итак, педогенетические уровни опорного разреза Средняя Ахтуба связаны с обстановкой субаэральной лессовой седиментации, нарушаемой

периодами аллювиального осадконакопления. В верхней части разреза представлена толща шоколадных глин, являющаяся надежным стратиграфическим репером. Все почвы несут признаки степного почвообразования, свидетельствующие об аридной обстановке в регионе на протяжении последнего макроцикла. Наряду с этим, все почвы, за исключением дневной, характеризуются наличием признаков оглеения как следствие сезонного переувлажнения в условиях продолжительных паводков. Погребенные палеопочвы опорного разреза могут служить надежным стратиграфическим репером, позволяющим проводить межрегиональные корреляции в пределах Понто-Каспийского региона и за его пределами.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, проект № 16-17-10103.

Список литературы

1. Память почв (Ред. Таргульян В.О., Горячкин С.В.), М., Изд-во ЛКИ, 2008, 687 с.

2. *Arslanov Kh.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Svitoch A.A., Makshaev R.R., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychniy N.I., and Starikova A.A.* 2016. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to ^{14}C and $^{230}Th/^{234}U$ methods. Quaternary International 409A: 81–87.

3. *Konstantinov E.A., Velichko A.A., Kurbanov R.N., and Zakharov A.L.* 2016. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the North-Eastern Azov region. Quaternary International doi:10.1016/j.quaint.2016.04.014.

4. *Kurbanov R.N., Yanina T.A., Murray A.S., Makeev A.O., Rusakov A.V., Streletskaya I.D., Tkach N.T., Sychev N.V., Bagrova S.M.* 2016. New results on structure of the Srednaya Akhtuba reference section. IGCP 610 Fourth Plenary Conference and Field Trip «From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary», Tbilisi, Georgia. Proceedings / Ed.: A.Gilbert, V.Yanko-Hombach.

5. *Yanina T.A.* 2012. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain. Quaternary International 271: 120–129.

ДЕСПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЗУБНОЙ СИСТЕМЫ В СОВРЕМЕННЫХ ПОПУЛЯЦИЯХ СЕРЫХ ПОЛЕВОК (ПОДРОД MICROTUS): ПРИМЕРЫ, ПРИЧИНЫ И ПОТЕНЦИАЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСКОПАЕМОЙ ЛЕТОПИСИ ARVICOLINAE

DESPECIALIZATION OF DENTITION IN MODERN POPULATIONS OF GREY VOLES (SUBGENUS MICROTUS): EXAMPLES, CAUSES AND POTENTIAL IMPLICATION FOR INTERPRETING THE QUATERNARY FOSSIL RECORD OF ARVICOLINES

Е.А. Маркова

Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
e.markova@ipae.uran.ru

E.A. Markova

Institute of Plant and Animal Ecology UrB RAS, Ekaterinburg, Russia

Согласно классическому правилу [Depéret, 1909], группа организмов, вступившая на путь специализации, в своем филогенетическом развитии будет идти в направлении все более глубокой специализации. Возможность отхода от этого правила продемонстрирована в период развития представлений о неотенической эволюции [Coppinger, Smith, 1983; Марков, Неймарк, 1998], что получило название «экологического высвобождения».

В эволюции грызунов подсемейства Arvicolinae направления и степень специализации зубной системы изучены достаточно подробно, однако традиционно их рассматривают на уровне таксонов достаточно высокого порядка – рода или даже трибы

Таблица

Варианты проявления одонтологической изменчивости серых полевок в условиях изоляции

Признаки изолированной популяции	Варианты проявление изменчивости при длительной изоляции	
	Деспециализация	Повышение специализации
I. Неполная сортировка рангов сложности жевательной поверхности	Одновременное повышение доли особей с простыми и сложными зубами разных категорий	Неравномерные темпы усложнения зубов разных категорий при общем увеличении частоты сложных вариаций
II. Отклонения от типичного числа полностью разделенных элементов антероконида m1 (для *Microtus* = 3)	Повышение доли особей с широкими слияниями элементов антероконида m1 (для *Microtus* число полностью разделенных элементов <3)	Отсутствие особей с нетипично широкими слияниями, увеличение числа особей с повышенным числом разделенных элементов антероконида (для *Microtus* ≥3)
III. Наличие аномалий и аберрантных одонтологических вариаций	Появление и повышение доли одной-двух редких вариаций при отсутствии других редких морф, известных для вида	Наличие единичных аномалий возможно, однако их накопления в популяции не происходит
Примеры в подроде *Microtus*	Дизъюнктивные популяции *M. rossiaemeridionalis*, отдельные материнские линии лабораторных колоний *M.* [*a.*] *obscurus*	*M.* [*a.*] *arvalis* на Оркнейских островах, *M. transcaspicus*, *M. ilaeus*

[Agadjanian, 1996]. Результаты изучения современных дизъюнктивных популяций восточноевропейской полевки [Markova et al., в печати] показали, что степень специализации зубной системы может варьироваться на внутривидовом уровне с преимущественным проявлением снижения специализации в изолированных популяциях. Для проверки универсальности выявленной тенденции проведено сопоставление особенностей межпопуляционной изменчивости восточноевропейской полевки *Microtus rossiaemeridionalis*, двух критпических форм обыкновенной полевки – *M.* [*arvalis*] *arvalis* и *M.* [*arvalis*] *obscurus*, а также *M. transcaspicus* и *M. ilaeus*.

В анализ включены материалы из 88 современных популяций рассматриваемых видов, а также опубликованные данные по изменчивости щечных зубов их предковых форм – *Allophaiomys* cf. *A. deucalion* [Тесаков, 2004] и *M. arvalinus* [Рековец, 1994]. В качестве методической основы работы использован подход с ранжированием морфотипов щечных зубов по сложности коронки и регулярности чередования режущих граней.

Черты деспециализации зубной системы прослежены по трем группам признаков (Таблица). У *M. rossiaemeridionalis* тенденция к деспециализации отмечена в инвазивных популяциях за пределами основного ареала. У остальных видов в естественных условиях сдвига в сторону деспециализации на популяционном уровне не отмечено, хотя единичные особи с деспециализированными фенотипами встречаются на ареале регулярно с низкой частотой. Анализ частоты встречаемости особей с нетипичным снижением регулярности эмалевых граней m1 в нескольких поколениях лабораторной колонии обыкновенной полевки формы *obscurus* [Ракитин и др., 2009] показал, что данный признак имеет существенную генетическую компоненту.

Суммируя полученные результаты можно сделать вывод, что современные полевки подрода *Microtus* имеют потенциал к снижению выраженности структурных адаптаций щечных зубов к питанию клетчатковыми кормами. Важным фактором проявления деспециализации является формирование изолированной популяции из малого числа особей. В отличие от специализации, деспециализация – не направленный процесс, а состояние, выход из которого возможен в различных направлениях, как в сторону исходного направления специализации (для серых полевок это зеленоядение), так и в сторону дивергентной специализации. Полученные результаты позволяют выделить характерные признаки изолированных популяций (Таблица), что может быть использовано для повышения эффективности интерпретации ископаемой летописи полевочьих. Признаки деспециализации впервые описаны для современных Arvicolinae.

Аккумуляция деспециализированных фенотипов в условиях изоляции, показанная на примере восточноевропейской полевки, и сохранение таких фенотипов в скрытом состоянии в совре-

менных популяциях обыкновенной полевки форм *arvalis* и *obscurus*, не противоречат правилу прогрессирующей специализации, но позволяют уточнить, что представители высокоспециализированных клад млекопитающих могут сохранять способность к преодолению филогенентической инерции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (16-04-01486).

Список литературы

1. *Марков А.В., Наймарк Е.Б.* Количественные закономерности макроэволюции. М.: Геос, 1998. 318 с.

2. *Ракитин С.Б., Ракитина Л.В, Маркова Е.А.* К вопросу о факторах поддержания хромосомного полиморфизма у обыкновенной полевки (*Microtus arvalis*) / Эволюционная и популяционная экология. Назад в будущее. Екатеринбург: Гощицкий, 2009. С. 180–187.

3. *Рековец Л.И.* Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наук. Думка, 1994. 370 с.

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

5. *Agadjanian A.K.* Modes of phytophagy in mammals // Paleontol. Zh., 1996. Vol. 30. P. 723–729.

6. *Coppinger R.P., Smith C.K.* The domestication of evolution // Environ. Conserv., 1983. Vol. 10. P. 283–292.

7. *Depéret C.J.J.* The transformations of the animal world. London: Kegan Paul, Trench, Trübner & Company, Limited, 1909. 359 p.

8. *Markova E.A., Sibiryakov P.A., Kartavtseva I.V., Lapin A.S., Morozkina A.V., Petukhov V.A., Tiunov M.P., Starikov V.P.* What can an invasive species tell us about evolution? A study of dental variation in disjunctive populations of *Microtus rossiaemeridionalis* (Arvicolinae, Rodentia) // J. Mammal. Evol., 2017 – в печати.

ЛИТОЛОГО-ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ р. КУИ

LITHOLOGICAL AND PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE UPPERPLEISTOCENE DEPOSITS IN THE KUYA RIVER BASIN

Т.И. Марченко-Вагапова, В.А. Исаков

Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
timarchehko@geo.komisc.ru

T.I. Marchenko-Vagapova, V.A. Isacov

Institute of Geology of Komi Sci. Center of UB RAS, Syktyvkar, Russia

Четвертичные отложения на крайнем северо-западе Большеземельской тундры исследованы достаточно слабо. Было проведено изучение литологических особенностей и динамики растительности с целью установления условий формирования отложений в поздне-плейстоценовое и голоценовое время в долине р. Куи – правого притока р. Печоры в ее нижнем течении.

Обн. К-3 протяженностью около 300 м, высотой – 12 м располагается на правом берегу р. Куи, в 22 км ниже устья р. Хальмеръю. Обнажение имеет семичленное строение. В основании разреза (слои 1–2, мощностью 0,7 м) выходят пески мелкозернистые, суглинистые, сизые, неслоистые с растительным детритом и единичными валунами, прослоями супесей коричневых ожелезненных, возможно, озерного генезиса. Для них типично преобладание алевритовой фракции (70–90%), и средняя степень сортированности мелкозема (S_c = 0,37–0,48). Средний диаметр (d_{cp}) изменяется от 0,039 до 0,082 мм. Характерна мелкая горизонтальная слоистость.

Выше по разрезу залегают слои 3–4 (1 м) песков серо-коричневых, мелкозернистых, с наклонной горизонтальной слоистостью, с единичными включениями гравия. Сл. 5 (1,7 м) представлен мелкозернистым бежевым песком с неясно-волнистой слоистостью. Сл. 6 (0,1 м) сложен песками темно-серыми разнозернистыми с гравием и галькой. Выше залегают пески мелкозернистые с косой прерывистой слоистостью (слои 7–8, 0,4 м). Они перекрываются светло-серыми и светло-коричневыми мелкозернистыми песками с градационной слоистостью (слои 9–13, 5,2 м). Слои 14–16 (2,7 м) представлены мелкозернистыми песками коричневого цвета, ожелезненными с горизонтальной слоистостью.

В обн. К-3 выделены три фациальных типа четвертичного аллювия. Для первого типа характерно преобладание алевритовой фракции. Средний диаметр зерен ($d_{ср}$) равен 0,046–0,048 мм, коэффициент сортировки (S_c) составляет 0,39–0,40. Во втором типе доминирует песчаная фракция и присутствует небольшое количество гравийного материала. Отложения имеют S_c равный 0,52 и $d_{ср}$ = 0,345–0,481 мм. Для третьего типа характерно преобладание песчаной фракции, степень сортированности мелкозема S_c = 0,47 и диаметр зерен $d_{ср}$ = 0,086–0,172 мм.

Характер накопления аллювиальных отложений зависит от величины и типа рек, гидродинамических условий осадконакопления и их периодических изменений, типа транспортируемого материала, рельефа окружающего пространства, растительного покрова, климатических условий и т.д. [Лазаренко, 1964]. Это объясняет наличие большого разнообразия фаций аллювиальных отложений, которые удалось выделить в обнажении:

Для осадков пристрежневой фации аллювия характерна средняя степень сортированности материала S_c = 0,33–0,52 и размерность частиц от мелкой до крупной: $d_{ср}$ = 0,132–0,481 мм, по сравнению с другими фациальными разновидностями аллювия. Для отложений этой фации типично высокое содержание песчано-гравийного материала, а также косая слоистость.

Отложения прирусловой отмели характеризуются высокими значениями коэффициентов сортировки (S_c = 0,51–0,83), средний диаметр частиц ($d_{ср}$) варьирует в пределах 0,032–0,217 мм. В этой фации преобладает песчаный материал. Отложения фации имеют косую и косоволнистую слоистости, они слагают среднюю часть обнажения.

Осадки пойменной фации залегают в верхней части разреза и отличаются преобладанием алевритовой фракции (60–80%), средней до хорошей степенью сортировки мелкозема (S_c = 0,42–0,50) и тонким диаметром зерен ($d_{ср}$ = 0,081–0,105 мм). Слоистость пологоволнистая, горизонтальная и неясная волнистая.

Из озерных отложений (сл. 1), отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ. Во всех пробах были обнаружены споры и пыльца. В результате проведенного анализа был выделен спорово-пыльцевой комплекс.

Спорово-пыльцевой комплекс (обр. 1–14 в инт. глубин 11.4–12 м).

В общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладают травянистые растения (до 80%). Пыльца древесных пород составляет от 13 до 23,5%, споры – от 7 до 16%. Основная доля немногочисленных определенных древесных форм приходится на пыльцу берез, среди которых отмечены *Betula nana*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sect. *Albae*. Содержание хвойных пород сосны *Pinus sylvestris* и ели *Picea* sp. примерно одинаково, вверх по разрезу количество ели немного возрастает. Встречена пыльца ивы *Salix* sp., ольхи *Alnus* sp.

Состав травянистых растений довольно разнообразен. В нижней части отложений значительно преобладают злаки (почти 50%), затем их количество уменьшается. Велико участие полыней (более 20%). Отмечены маревые, осоки, Ericaceae/Vacciniaceae. Из разнотравья преобладает Caryophylaceae (до 24%), довольно часто присутствует пыльца семейств Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Cichoriaceae и Asteraseae. Единично обнаружены Primulaceae, Apiaceae, Valerianaceae, Polemoniaceae, Rubiaceae, Boraginaceae, Crassulaceae.

Среди споровых преобладают сфагновые мхи, папоротники сем. Polypodiaceae, встречены плауны *L. alpinum*, *L. appressum*, *L. clavatum*. Единичны споры рода Botrychium.

Состав (резкое преобладание пыльцы трав, составляющее более 50% от общего количества зерен спор и пыльцы; незначительное (не более 20%) содержание спор; постоянное присутствие полыней и маревых; присутствие большого количества пыльцы злаков [Пыльцевой анализ, 1950]) спорово-пыльцевого комплекса отражает существование в этот период ксерофитной перигляциальной тундры в криоаридизационных условиях.

Малаховский Д.Б. и Спиридонова Е.А. [1981], исследуя отложения северо-запада Русской равнины, указывают на схожие спорово-пыльцевые спектры для курголовской, килешинской, бологовской стадий ранневалдайского времени. Во всех преобладают недревесные растительные компоненты, причем чаще сначала господствуют споры, а затем увеличивается количество пыльцы трав. Велико участие кустарниковой, карликовой берез, преобладают осоки, злаки. Возрастает участие полыней. Комплексы отражают суровые климатические условия, господство гипоарктических и арктических элементов флоры.

Борисова О.К. и Новенко Е.Ю. [2005] в бассейне верхней Волги выделяют вовремя ранневалдайского оледенения фазы похолодания, разделенные потеплением и интерстадиальное потепление. В холодный интервал были распространены открытые ландшафты, близкие к современной березовой лесотундре. В растительном покрове принимали участие перигляциально-степные сообщества, луга, болота.

Лосева Э.И. [1976], Андреичева Л.Н. [2002] полагают, что похолодание климата ранневалдайского периода не вызвало распространения покровного ледника в Северо-Восточном регионе. На севере региона была распространена типичная кустарниковая тундра. В более поздний интервал лайского похолодания получила развитие арктическая тундра. На существование холодного, но не сурового сухого климата, распространение тундрово-степных ландшафтов указывает и видовой состав грызунов [Кочев В.А., 1993].

Анализ полученного палинологического материала и сопоставление его с опубликованной литературой позволяют сделать вывод, что формирование отложений происходило в ранневалдайский период.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программой фундаментальных исследований РАН № 15-18-5-41 «Квартер арктических районов Европейского Северо-Востока России: седиментогенез, стратиграфия, палеогеография, полезные ископаемые».

Список литературы

1. *Лазаренко А.А.* Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны, Оки). М.: Наука, 1964. 236 с.

2. Пыльцевой анализ / под ред. И.М. Покровской. М., 1950. 571 с.

3. *Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А.* О нижневалдайских отложениях и некоторых вопросах палеогеографии последнего оледенения северо-запада Русской равнины // Геология плейстоцена Северо-Запада СССР. Апатиты, 1981. С. 62–71.

4. *Борисова О.К., Новенко Е.Ю.* Природные условия ранних этапов валдайского оледенения в бассейне верхней Волги (по данным палинологических исследований разреза Плес) // Материалы XI Всероссийской палинологической конференции «Палинология: теория и практика». М., 2005. С. 34–35.

5. *Лосева Э.И.* Опорные разрезы плейстоцена на среднем Тимане / Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976. С. 165–218.

6. *Андреичева Л.Н.* Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 322 с.

7. *Кочев В.А.* Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европы и их стратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 112 с.

ЛЕДНИКОВЫЕ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ ПРИАМУРЬЯ И ПРИОХОТЬЯ

GLACIARY AND PERIGLACIAL FORMS OF RELIEF IN MODERN LANDSCAPES OF PRIAMURIYA AND PRIOKHOTIYA

А.Н. Махинов, А.Ф. Махинова

Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия
amakhinov@mail.ru

A.N. Makhinov, A.F. Makhinova

Institute of Water and Ecology Problems FEB RAS, Khabarovsk, Russia

Следы оледенения и перигляциальных явлений встречаются во многих горных районах Приамурья и Приохотья, но занимают незначительную площадь и плохо выражены в современном рельефе [1, 2]. Формировавшийся в этапы позднечетвертичных похолоданий рельеф, как показывают немногочис-

ленные исследования, обладает специфическими особенностями, обусловленными географическим положением территории в контактной зоне материка и океана. В Приохотье в условиях сурового климата ледниковый рельеф сохранился лучше, чем в южных районах Дальнего Востока [4]. Более интенсивные денудационные и эрозионные процессы на юге его существенно преобразовали, и лишь тщательный геоморфологический анализ позволяет выявить в современных ландшафтах в различной степени измененные древние формы рельефа. В работе приводятся новые данные о распространении ледникового рельефа и следов перигляциальных явлений, полученные в 2000–2015 гг. в ходе комплексных исследований природной среды в различных районах региона.

Современный климат территории на большей своей части характеризуется отрицательной среднегодовой температурой. В верхнем поясе гор современные снежники, образованные в основном метелевым переносом, сохраняются на затененных склонах до конца июня на Сихотэ-Алине и до конца июля на Джугджуре. Наледи на побережье Тугурского и Ульбанского заливов не тают в отдельные годы до начала августа. В юго-западной части Охотского моря морские льды нередко сохраняются до августа.

Анализ строения ледникового рельефа на высоких хребтах и относительно низких горных массивах в южных районах Дальнего Востока показал, что крупные формы, созданные ледником, существенно различаются своими морфологическими характеристиками.

В наиболее высоких центральных частях Сихотэ-Алиня, хребтов Баджальский, Эткиль-Янканский, Тасканский и других на абсолютных высотах более 1800 м ледниковые формы рельефа хорошо выражены в виде глубоких каров с отвесными стенками, ригелей и моренных гряд, протягивающихся по долинам рек на сотни метров и местами на первые километры. На некоторых массивах отчетливо выделяется две генерации моренных отложений как например в массиве г. Ко (абс. отметка 2004 м) в центральном Сихотэ-Алине [3].

На склонах горных массивов высотой до 1400 м, расположенных вблизи морского побережья (вершины гор Черемховского, Заоблачная на Северном Сихотэ-Алине, гор Чаданян и Кутэканджава в хребте Мевачан, массива г. Орел и др.), обнаружены сильно преобразованные последующими процессами ледниковые кары размером 2,0–2,5 км в поперечнике с днищами на высотах 700–800 м. В днищах таких каров имеются постоянные водотоки. Характерной особенностью каров является отсутствие в них ригелей. В результате эрозионных процессов они оказались практически полностью разрушенными в основном за счет эрозионных процессов. Лишь в некоторых карах сохранились морфологически слабо выраженные в рельефе остатки ригелей в виде увалистых выступов, прорезанных долинами водотоков.

В разрушении стенок каров велика роль денудационных процессов. Кары г. Черемховского имеют значительные размеры и выположенные склоны, покрытые курумами и глыбисто-щебнистыми отложениями. Если учесть, что на крутых склонах молодых каров г. Ко в настоящее время активно происходят обвально-осыпные процессы, то за несколько десятков тысяч лет за счет разрушения склонов кары г. Черемховского могли увеличиться в размерах на 200–300 м. При этом наиболее сильно отступили верхние наиболее крутые склоны каров.

Сильная преобразованность каров невысоких горных массивов, достаточно глубокий врез в их днище водотоков свидетельствуют о существенно более древнем, чем позднечетвертичный, возрасте. Возможно, что такие кары – следы максимального на Дальнем Востоке оледенения, коррелирующегося с ранней фазой оледенения Сихотэ-Алиня, остатки отложений которого обнаружены в окрестностях горного массива Ко [3].

Таблица

Реликтовые следы мерзлотного рельефа на нижнеамурских низменностях

Низменности Нижнего Приамурья	Ближайшая метеостанция	Среднегодовая температура, °С	Средняя температура января, °С	Реликтовые следы мерзлотных явлений
Нижнеамурская	Николаевск-на-Амуре	–2,2	–23,4	Обширные фрагменты реликтовой мерзлоты в пойме Амура
Удыль-Кизинская	Богородское	–1,9	–25,0	Термокарстовые тип расположения озер
Среднеамурская	Комсомольск-на-Амуре	–0,7	–25,4	Ландшафты марей с длительной сезонной мерзлотой

Кроме высоты на формирование ледникового рельефа влияла удаленность горных массивов от океана. В континентальных районах уровень снеговой линии располагался существенно выше, чем вблизи морского побережья. Поэтому здесь ледниковые формы разновременных оледенений формировались в близких высотных диапазонах. В приморских районах во время последнего оледенения условия для образования ледников в силу разных причин были менее благоприятны.

Во время максимума последнего похолодания климата уровень снеговой линии и соответственно нижняя граница многолетней мерзлоты в горах Нижнего Приамурья снижалась на 200–250 м вблизи морского побережья и на 250–300 м в континентальных районах [6]. Среди различных форм мерзлотного рельефа вне зоны современного распространения мерзлоты наиболее хорошо сохранились самые крупные из них – нагорные террасы и тумпы с прилегающими к ним пологонаклонными площадками.

Многолетняя мерзлота на северном Сихотэ-Алине и других хребтах Нижнего Приамурья в настоящее время распространена на высотах более 1500 м. Здесь представлены разнообразные современные формы мерзлотного рельефа – солифлюкционные терраски, полигональные грунты, глинистые медальоны, курумы, тумпы. Они обнаружены на вершинах гор Шаман (1182 м над у.м.) в долине нижнего течения р. Амур, Ко (2004), Командная (1628) и других.

Реликтовые формы мерзлотного рельефа сохранились на вершинах и склонах гор, находящихся в настоящее время в лесной зоне ниже гольцового пояса. Они выявлены в хребте Большой Хехцир (949,4 м над у.м.), г. Орел (1097), г. Снежная (1062) и других. В условиях интенсивного проявления денудационных процессов сохранились лишь наиболее крупные формы мерзлотного рельефа. Среди них чаще всего встречаются тумпы и нагорные террасы, представляющие собой разноуровневые слабонаклонные площадки шириной 10–20 м и протяженностью до 150 м.

На горных массивах Охотского побережья вблизи Николаевска-на-Амуре в условиях холодного климата реликтовые нагорные террасы, а также тумпы и связанные с ними пологие поверхности, выражены в рельефе существенно лучше, чем на хребте Большой Хехцир.

На распространение мерзлотного рельефа на нижнеамурских низменностях большое влияние оказала инверсия ландшафтов. Она проявляется в настоящее время в том, что суровость климата на обширных понижениях равнин проявляется более существенно по сравнению с их горным обрамлением [5].

Важнейшими факторами формирования инверсионных ландшафтов являются холодная зима с инверсией температур при исключительно низких ее значениях в днищах обширных межгорных котловин, к которым относятся нижнеамурские низменности, глинистые отложения, вызывающие глубокое промерзание грунтов, почти плоский рельеф, препятствующий сбрасыванию излишков воды при очень слабой фильтрации грунтов.

На равнинных территориях Нижнего Приамурья современная мерзлота распространена отдельными фрагментами в пойме Амура только в пределах Нижнеамурской низменности (таблица). Она выделяется хаотическим бугристым микрорельефом с наличием небольших термокарстовых озер. Размеры таких фрагментов сокращаются, о чем свидетельствует трансгрессивный характер зональности растительности вдоль ее границ.

В отложениях высокой поймы и на прилегающей к ней аллювиальной равнине в пределах Удыль-Кизинской и Среднеамурской низменностей часто встречаются мерзлотные клинья, криотурбация слоев на глубине 0,5–1,5 м, свидетельствующие о широком распространении мерзлоты на низменностях в холодные эпохи.

Таким образом, преобразованные последующими экзогенными процессами ледниковые и мерзлотные формы рельефа широко распространены не только в высоких горах, но и на низкогорных массивах, а также в пределах обширных низменностей Приамурья и Приохотья. В формировании мерзлотного рельефа на равнинах велика роль инверсии ландшафтов, которая в периоды похолодания климата проявлялась сильнее, чем в настоящее время.

Список литературы

1. *Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Бодрова О.В.* и др. Геоморфологический анализ областей древнего вулканизма (на примере Северного Приохотья). Владивосток ДВО АН СССР, 1988. 236 с.

2. *Ахметьева Н.П.* Палеогеография Нижнего Приамурья. М.: Наука, 1977. 112 с.

3. *Готванский В.И., Махинов А.Н.* Новые данные о распространении следов четвертичного оледенения на Сихотэ-Алине // Известия ВГО, 1983. Т. 115. Вып. 2. С. 154–159.

4. *Махинов А.Н.* Рельеф. В кн. Природное наследие Дальнего Востока. Озеро Мухтеля. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 9–25.

5. *Махинов А.Н., Махинова А.Ф.* Инверсия ландшафтов Среднеамурской низменности и ее горного обрамления // Мат-лы XIV Совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ТИГ ДВО РАН. Дальнаука, 2011. С. 214–217.

6. *Чемеков Ю.Ф.* Снеговая линия последнего верхнечетвертичного оледенения на юге Дальнего Востока СССР //Известия АН СССР. Сер. геогр., 1961, № 6. С. 73–87.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТЕРИОФАУНЫ ВПАДИН ДОЛИНЫ Р. ПАМБАК СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

BIOSTRATIGRAPHIC AND PALEOECOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE UPPER-PLEISTOCENE TERIOFAUNA OF THE PAMBAK RIVER BASINS IN THE NORTH OF ARMENIA

Г.У. Мелик-Адамян

Институт геологических наук НАН РА, Ереван, Армения
hmelik-adamyn@mail.ru

H.H. Melik-Adamyan

Institute of Geological Sciences, NAS, Yerevan, Armenia

Долина р. Памбак в ЮЗ части Лорийского марза Республики Армения представляет собой продольно вытянутую межгорную депрессию, к которой приурочены бассейны верхней (верхнепамбакская), средней (среднепамбакская) и нижней (нижнепамбакская, или ванадзорская) впадин течения р. Памбак, а также Маргаовитская впадина близ сел Лермонтово и Маргаовит, заполненные озерно-аллювиальными и вулканогенными (2 прослоя игнимбритов) образованиями с общей видимой мощностью около 50 м. Они известны под названием налбандской (ширакамутской) свиты [Милановский, 1968; Саядян, 2009; Давтян, 1971, 1988; Стратиграфический словарь СССР, 1982], а ископаемая териофауна крупных млекопитающих, обнаруженная в свите, – под названием памбакского фаунистического комплекса [Кожевников, Милановский, 1984; Мкртчян, 1958]. Крупная терифауна из свиты не описана, не зарисована, по всей видимости, потеряна, и, таким образом, не может быть ревизирована.

Из налбандской свиты известны следующие местонахождения крупной териофауны.

I. Ширакамут (Налбанд)-1 в 4 км восточнее от одноименного села, в 5 км СЗ г. Спитак Лорийского марза. Отсюда определены коренные зубы мамонтов *Mammuthus (Elephas) primigenius* Blum., коренной зуб кабаллоидной лошади *Equus caballus,* а также палеолитический мустьерский артефакт: тщательно отделанная мягкая пластина овальной формы из бивня мамонта [Каракаш, 1898].

II. Ширакамут-2 в 4 км ЮЗ местонахождения Ширакамут-1, откуда Э.А. Вангенгейм определены верхний коренной зуб кабаллоидной лошади *Equus caballus,* ископаемые остатки первобытного быка, или тура, *Bos primigenis* и бизона *Bison sp*., датированные второй половиной плейстоцена [Давтян, 1970, 1988].

III. Нор Хачакап (Сарал) в 0,5 км севернее села, в 12–16 км В-СВ местонахождений Ширакамут-1 и 2. Отсюда обнаружены костные остатки быка *Bos sp.* и обломок челюсти с нижними коренными зубами шерстистого носорога *Caelodonta antiquitatis Blum.* (определение Л.И. Алексеевой) [Мкртчян, 1958; Алексеева, 1990].

Все вышеперечисленные местонахождения ископаемой териофауны из налбандской свиты приурочены к IV террасе р. Памбак, прослеживаемой на востоке до с. Лермонтово в Маргаовитской впадине, где она с эрозионным несогласием перекрывает озерные отложения Гамзачиманской котловины (местонахождение Лермонтово) с остатками ископаемого слона из рода *Mammuthus* (коренные зубы отсутствуют, определение Л.И. Алексеевой),

грызунов водяной полевки *Arvicola* ex gr. *terrestris* и обыкновенной полевки *Microtus arvalis* и насекомоядных, определенными А.К. Агаджаняном [Агаджанян, Саядян, 1983; Айрапетян, 1976; Алексеева, 1990]. Радиоуглеродный возраст костесодержащих отложений – более 43 000 некалиброванных лет (ГИН Н90), а палинологические данные (наличие дуба, бука, ореха) указывают на межледниковые условия со значительно более теплым климатом и большим количеством осадков (900–1300 мм/год), по сравнению с современными условиями. Это позволяет Т.А. Айрапетяну [1976] датировать время образования торфяников рисс-вюрским межледниковьем в 65 000 календарных лет.

Анализ имеющихся палеонтологических, палинологических, археологических (мустьерский артефакт) и радиоуглеродных данных указывает, что отложения Гамзачиманской впадины можно локализовать рамками ИКС-3, (57 000–24 000 лет, прибл. аналог нижнехвалинского подгоризонта Каспия) в границах межстадиала Глинде-Моерсхоофд – 51 000–43 000 лет [Левковская и др., 2012], а перекрывающие данные отложения налбандской свиты местонахождения Ширакамут-1, -2 и Нор-Хачакап с относительно холодолюбивой степной фауной шерстистого носорога и мамонта, с учетом их эрозионного несогласного залегания, предполагающего некоторый перерыв во времени, можно датировать диапазоном одного из двух холодных стадиалов средневалдайского этапа [Молодьков и др., 2011]. При этом наиболее вероятна его идентификация со стадиалом от 40 000–32 000 лет, между III и IV интерстадиалами, что приблизительно совпадает с основным холодным максимумом среднего вьюрма – стадиалом между межстадиалами хенгело-денекамп, в диапазоне 36 000–32 000 калиброванных лет (Голованова и др., 2005).

Данная интерпретация носит предварительный характер, и для окончательного определения хроно-стратиграфических рамок данных костесодержащих образований необходимо провести более детальные палеонтологические, палинологические исследования, Ar–Ar радиоуглеродные и OSL датировки.

Список литературы

1. *Агаджанян А.К., Саядян Ю.В.* Находки остатков мелких млекопитающих в плио-плейстоценовых отложениях Армении // Вопросы геологии четвертичного периода Армении. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1983. С. 102–105.

2. *Айрапетян Т.А.* Новые данные о фауне плейстоцена Армении //ДАН Арм. ССР. 1976. Т. LXII. № 5. С. 295–300.

3. *Алексеева Л.И.* Териофауна верхнего плейстоцена восточной Европы (крупные млекопитающие). М.: Наука, 1990. 108 с.

4. *Голованова Л.В., Дороничев В.Б.* Экологические ниши и модели адаптации в среднем палеолите Кавказа // Материалы и исследования по археологии Кубани. Краснодар: Изд. Кубанского госун-та. 2005. Вып. 5. С. 3–62.

5. *Давтян А.Р.* Новые находки ископаемых млекопитающих в Памбакской долине // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1970. № 2. С. 75–77.

6. *Давтян А.Р.* К вопросу о возрасте игнимбритов долины р. Памбак Арм.ССР // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1988, т. XLI, #1, С. 76–77.

7. *Каракаш Н.И.* О новых находках остатков мамонта на Малом Кавказе // Дневник X съезда русских естествоиспытателей и врачей в Киеве. 1889. С. 241.

8. *Левковская Г.М., Хоффекер Дж.Ф., Аникович М.В., Поспелова Г.А.* Климатостратиграфическое обоснование хронологии древнейших верхнепалеолитических культурных слоев Русской равнины (в контексте трансконтинентальных корреляций палинологических данных по стоянке Костенки-12 // Межд. конференция, посв. 100-летию В.А. Вахрамеева. М.: ГИН РАН, ГЕОС, 2012. С. 32–33.

9. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

10. *Мкртчян К.А.* О памбакском комплексе ископаемых млекопитающих // Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, 1958. Т. 11. No.4. С.77–82.

11. *Молодьков А.Н., Болиховская Н.С.* Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена северной Евразии. Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. МГУ. 2011. Вып. 3. С. 44–76.

12. *Кожевников А.В., Милановский Е.Е.* Кавказ. Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом II. М.: Недра, 1984. С.158–193.

13. *Саядян Ю.В.* Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Гитутюн, 2009. 356 с.

14. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. Ленинград: Недра, 1982. 586 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ БИОГЕННОГО И АУТИГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОЗЕРЕ ЭЛЬГЫГЫТГЫН: КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL DATA OF THE BIOGENIC AND AUTIGENIC SEDIMENTATION IN ELGYGYTGYN LAKE: CLIMATOSTRATIGRAFIC IMPORTANCE

П.С. Минюк, В.Я. Борходоев

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия
minyuk@neisri.ru

P.S. Minyuk, V.Ya. Borkhodoev

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a. N.A. Shilo, Magadan, Russia

Озеро Эльгыгытгын является уникальным объектом плейстоценового седиментогенеза. Оно расположено на Анадырском плоскогорье Чукотки (67°30′ с.ш., 172°05′ в.д.) в кратерной воронке, происхождение которой связывают с падением метеорита около 3.6 млн лет назад. В окрестностях озера распространены вулканические породы верхнемелового возраста преимущественно риолитового (доминируют), андезитового и базальтоандезитового состава. В 2009 г. проведено глубокое бурение осадочного чехла озера и подстилающих вулканогенных брекчий. Пробурены три скважины – 1A, 1B и 1C до глубин 146.6, 111.9 и 517.3 м, соответственно.

Аутигенные минералы исследовались термомагнитным и микрозондовым анализами, методом энерго-дисперсионной спектроскопии, а также оптическими методами. Для геохимического анализа проведен сплошной отбор керна. Один образец представляет 2 см мощности осадка. Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания породообразующих элементов определены на спектрометрах СРМ-25 и S4 Pioneer, концентрации редких элементов – на спектрометре VRA-30.

По всему разрезу наблюдаются значительные вариации содержания породообразующих и редких элементов, отвечающие осадкам разных типов. Отложения, сформировавшиеся во время теплых стадий климата, представлены, как правило, массивными, неслоистыми илами. Им свойственны повышенные концентрации SiO_2, CaO, Na_2O, K_2O, Sr, высокие значения магнитной восприимчивости и потерь при прокаливании (=органика) и пониженные содержания– TiO_2, Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3. Для отложений холодных стадий, которые более глинистые, отмечается обратная зависимость. Геохимические характеристики связаны с гранулометрическим составом осадков, поступление которых в бассейн контролировалось климатом [3, 4]. При холодном климате предполагается наличие круглогодичного ледяного покрова на озере. В летнее время оттаивание было лишь в узкой прибрежной полосе по периферии озера. Наличие льда препятствовало поступлению грубого материала в центральные части бассейна, более того, препятствовало перемешиванию воды, газообмену, вызывая аноксидные обстановки благоприятные для накопления сульфидов и фосфатов железа. Бескислородные условия способствовали лучшему сохранению органического материала. Во время теплого климата ледовый покров был сезонный, активность ручьев, впадающих в озеро, возрастала. В летнее время «грубый» обломочный материал мог достигать центральных частей бассейна. Отсутствие слоистости указывает на наличие биотурбаций. Связь геохимических параметров с размерностью фракций делювия прослежена для озера Гранд, имеющего много общих черт с озером Эльгыгытгын [1].

В данной работе анализируется интервал, охватывающий от 5-й до 104-й изотопно-кислородных стадий (МИС) – 125–2600 тыс. лет.

Наблюдается прямая корреляция содержаний MnO и P_2O_5. Высокие концентрации этих элементов на некоторых уровнях связаны с аутигенным вивианитом, конкреции которого отмечаются по всему разрезу, а также с аутигенными железомарганцевыми агрегатами. Пикам кривых распределения MnO и P_2O_5 часто соответствуют повышенные концентрации Fe_2O_3. Максимальные пики

содержания Fe_2O_3,совпадающие с минимумами отношения Fe_2O_3/MnO, свидетельствуют о восстановительной обстановке в бассейне [2]. Приуроченности высоких концентраций MnO и P_2O_5 к осадкам определенных климатических стадий не наблюдается, однако в большинстве случаев эти оксиды найдены в отложениях, накопившихся в восстановительных средах на границах потеплений. Интервалы значительного аутигенного образования этих соединений выявлены в МИС 104, 88, 76, 64, 58, 56, 48, 44, 26, 12, 8.4, 7.4, 6.6, 6.4 и 6.2. Сульфиды железа редко встречаются в осадках озера. Грейгит (Fe_3S_4) в виде зернистых рыхлых скоплений черного цвета найден в пограничных отложениях МИС13/МИС12. Пирит (Fe_2S) обнаружен в виде фрамбоидов, приуроченных к прослоям песка, которые не типичны для озерных осадков и в большинстве случаев указывают на лавинное осадконакопление, связанное с турбидитами. Резкое изменение скоростей осадконакопления приводило к нарушению физико-химического равновесия на границе осадок-вода и выпадению в осадок твердых сульфидных выделений. Возможно влияние бактерий на образование фрамбоидов. Пиритовые фрамбоиды установлены в отложениях МИС 54, 56, 57, 63, 64, 76, 78, 82, 83, 85, 86, 92, 94.

Кремнезем представлен детритовой и биогенной компонентами. При значительном содержании биогенного кремнезема вследствие разбавления происходит уменьшение концентраций других элементов. Для оценки вклада биогенного кремнезема использовано сравнение отношений SiO_2/TiO_2 и Al_2O_3/TiO_2. На результат первого отношения влияет вклад биогенной компоненты, в то время как второе отношение не связано с биогенным материалом. Кривые SiO_2/TiO_2 и Al_2O_3/TiO_2 синхронно изменяются по разрезу, кроме тех интервалов, где отмечен значительный вклад биогенной составляющей SiO_2 – МИС 9, МИС 11 (максимальные значения), МИС 17, 31, 43, 49, 55, 63, 71, 75, 77, 81, 83, 87, 91, 93, 101, 103.

Резкое увеличение содержания кремнезема в средней части МИС 103 совпадает с границей геомагнитных эпох Гаусс/Матуяма (3.588 млн лет назад), что соответствует границе пьченцского (плиоцен) и гелазского (плейстоцен) ярусов. Наиболее яркими (высокие содержания биогенного кремнезема) геохимическими реперами гелазия являются МИС 87 (2250–2273 тыс. лет) и МИС 77 (2017–2043 тыс. лет), по которым возможно расчленение этого яруса. Граница гелазия и калабрия (1.8 млн лет) в разрезе оз. Эльгыгытгын проводится в кровле МИС 65, которая ярко выражена по содержанию SiO_2, другим геохимическим и также магнитным характеристикам. Граница, как и в стратотипе, проходит в верней части события Олдувей. Высокая биопродуктивность (высокие содержания SiO_2) в озере в течение калабрия (эоплейстоцена) отмечается в оптимальных МИС 31 (1062–1081 тыс. лет), МИС 43 (1344–1362 тыс. лет) и МИС 55 (1585–1608 тыс. лет). МИС 31 охватывает нижнюю границу события Олдувей. По названным стадиям удобно проводить расчленение яруса. Верхняя граница калабрия проходит по инверсии Матуяма–Брюнес внутри МИС 19. По геохимическим параметрам эта стадия ничем не выделяется, содержание биогенного кремнезема незначительно. Например, вышележащие осадки МИС17 содержат более высокие концентрации кремнезема.

Граница нижнего и среднего плейстоцена проводится по основанию оптимальной МИС11 (424 тыс. лет), осадки которой содержат самые высокие концентрации кремнезема в осадочном разрезе озера Эльгыгытгын. Границу среднего и верхнего плейстоцена маркирует оптимальная МИС 5 (130 тыс. лет).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФИИ (15-05-06420) и ДВО РАН (грант 15-I-2-067).

Список литературы

1. *Минюк П.С., Борходоев В.Я.* Геохимия осадков озера Гранд, Северо-Восток России // Геохимия. 2016. № 9. С. 841–851.

2. *Davison W.* Iron and manganese in lakes // Earth Science Reviews. 1993. Vol. 34. P. 119–163.

3. *Melles M., Brigham-Grette J., Glushkova O.Yu., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Hubberten H.-W.* Sedimentary geochemistry of core PG1351 from Lake El'gygytgyn – a sensitive record of climate variability in the East Siberian Arctic during the past three glacial–interglacial cycles // Journal of Paleolimnology. 2007. Vol. 37(1). P. 89–104.

4. *Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P.S., Nowaczyk N.R., Wennrich V., DeConto R. M., Anderson P.M., Andreev A.A., Coletti A., Cook T.L., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Lozhkin A., Rosen P., Tarasov P., Vogel H., Wagner B*. 2.8 million Years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia // Science. 2012. Vol. 337. P. 315–320.

СТОК ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА И ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭРОЗИИ НА МУРМАНСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ

FLOW SUSPENDED MATTER AND SPEED OF EROSION OF MURMANSK COAST

М.В. Митяев, М.В. Герасимова

Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН,
Мурманск, Россия
mityaev@mmbi.info

M.V. Mityaev, M.V. Gerasimova

Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk, Russia

Водный режим водотоков

Ведущую роль в стоке пресных вод с Мурманского побережья играют транзитные и пограничные речные системы, их суммарный сток достигает 40% от общего расхода воды (Q) в регионе. При этом существенную роль в водном стоке играют малые реки и ручьи, сток которых превышает 25% пресного стока всех внутренних водотоков региона [Митяев и др., 2005; Митяев, 2014].

Среднемноголетний сток с Мурманского побережья изменяется от 50 до 80 км$^3 \cdot$г$^{-1}$, в водотоках Q напрямую зависит от площади водосбора (коэффициент корреляции (r) 0.848) и длины водотока (r = 0.955).

Изучение Q в период 1997–2016 гг. на побережье выявил следующие закономерности:

Максимальный среднесуточный Q происходит в весеннее половодье, а более 60% весеннего Q происходит за 10–15 дней.

Подъем уровня воды в осенний паводок происходит плавно и растягивается на несколько недель. Осенью Q напрямую зависит от количества атмосферных осадков.

В многоснежные годы зимой Q достигает 30%, а в малоснежные – 15% годового Q.

В летнюю межень суммарный Q не превышает 18% годового Q.

Концентрация взвешенного вещества в водотоках

В период 1997–2016 гг. концентрация ВВ в водотоках Мурманского побережья изменялась от 0.17 до 6.43 мг/л. Концентрация ВВ не зависит от масштаба водотока, а максимально высокие концентрации фиксируются в устьевых частях водотоков. Во всех водотоках побережья среднегодовые концентрации ВВ никогда не превышают 1 мг/л.

В период 1997–2007 гг. среднегодовые концентрации ВВ в водотоках были низкими, а самые малые среднегодовые концентрации ВВ наблюдались в 2001–02 гг. В 2008 г. зарегистрирован резкий скачок среднегодовых концентраций ВВ по всем водотокам.

Годовую динамику изменения концентрации ВВ в водотоках можно разделить на два периода: меженные и паводковые концентрации ВВ. Минимально низкие концентрации ВВ фиксируются в зимнюю межень. В весенний половодье происходит резкое увеличение концентрации ВВ, а в конце осеннего паводка – резкое снижение концентрации ВВ.

Наблюдения за концентрацией ВВ в водотоках позволило установить, что в крупных и средних реках (в масштабе Мурманского побережья) вероятность обнаружения концентрации ВВ 0.30–0.90 мг/л составляет 0.791 (уровень значимости (ρ) 0.01, число степеней свободы (k) 135). В ручьях и небольшие реках вероятность обнаружения концентрации ВВ 0.20–1.0 мг/л составляет 0.892 (ρ = 0.01, k = 300). Таким образом, водотоки Мурманского побережья по мутности относятся к ультрачистым, так как концентрации ВВ в них на 1–2 порядка ниже, чем в великих Сибирских реках и водотоков Белого моря [Гордеев, 2012; Система…, 2013; Шевченко и др., 1996].

Вынос взвешенного вещества

Опираясь на данные по концентрации ВВ и годовому Q определялся сток ВВ в бассейн седиментации. За период 1997–2015 гг. суммарный сток ВВ с Мурманского побережья изменялся от 40 до

72 тыс. т·г.$^{-1}$. Доля ручьев всегда превышала 10% от суммарного стока ВВ с побережья.

Минимальный Q и сток ВВ с побережья (40–50 тыс. т·г.$^{-1}$) фиксировался в 2001–05 гг., а в 2006–10 гг. максимальный Q и сток ВВ (65–72 тыс. т·г.$^{-1}$). В 2011–13 гг. произошло резкое снижение стока ВВ (до 55 тыс. т·г.$^{-1}$), а с 2014 г. вынос ВВ стал увеличиваться.

В течение года максимальный среднесуточный твердый сток (во всех водотоках) происходит в мае, а минимальный – с января по март. В весенний паводок в водотоках небольшого масштаба происходит вынос более 45% ВВ от годового стока, в крупных – не более 40%. Минимальный сток ВВ происходит летом и осенью и редко превышает 20% годового стока ВВ, зимой сток ВВ может достигать 30% годового выноса ВВ, что типично для северных рек России [Гордеев, 2012].

Полученные данные позволяют рассчитать модуль стока ВВ водотоков Мурманского побережья [Гордеев, 2012]. Так на Мурманском побережье модуль стока ВВ изменяется от 0.35 до 1.95 т·км$^{-2}$·г.$^{-1}$, в среднем составляя 1.01±0.09 т·км$^{-2}$·г.$^{-1}$. У крупнейших рек региона Тулома и Воронья фиксируется минимальный модуль стока ВВ – менее 0.40 т·км$^{-2}$·г.$^{-1}$, а на водосборах небольших ручьев – максимальный (в среднем >1.25 т·км$^{-2}$·г.$^{-1}$). Вероятно, низкий модуль стока ВВ р. Тулома и р. Воронья связан с зарегулированностью стока и искусственным повышением базиса эрозии. Относительно высокий модуль стока ВВ небольших ручьев явление естественное в сильно расчлененном «альпинотипном» рельефе.

Исходя из полученных данных, средняя скорость смыва с водосборов мурманского побережья составляет 0.65±0.07 мкм·г.$^{-1}$. Максимальная скорость эрозии наблюдается на водосборах крупных рек и ручьев (0.8–0.9 мкм·г.$^{-1}$), минимальная у рек с зарегулированным стоком (менее 0.3 мкм·г.$^{-1}$). Низкая скорость эрозии водосборов мурманского побережья предопределена геолого-геоморфологическим строением территории и географическим положением побережья, которое определяет климатические особенности региона, но среднегодовые климатические показатели не отражают изменения интенсивности эрозионных процессов. Так анализ скорости эрозии водосборных пространств и изменения среднегодовых температур воздуха и годовой суммы атмосферных осадков в центральной части мурманского побережья, показывает, что данные параметры изменяются независимо друг от друга.

Подводя итог, эрозионной деятельности водотоков побережья выделим главное:

Суммарный Q с Мурманского побережья варьирует в диапазоне 50–80 км^3·год$^{-1}$;

Максимальный Q происходит в весенний паводок и составляет 40–60% годового Q;

Суммарный сток ВВ с Мурманского побережья изменяется от 40 до 72 тыс. т·г.$^{-1}$, твердый сток имеет цикличность с периодом 4–5 лет;

Модуль стока ВВ водотоков Мурманского побережья не превышает 2 т·км$^{-2}$·г.$^{-1}$;

Скорость эрозии водосборов Мурманского побережья не превышает 2 мкм·г.$^{-1}$.

Список литературы

1. *Гордеев В.В.* Геохимия системы река-море. М.: И.П. Матушкина И.И., 2012. 452 с.

2. *Митяев М.В., Герасимова М.В., Дружков Н.В.* Перенос взвешенного вещества в водотоках Мурманского побережья // Водные ресурсы. 2005. Т. 32, № 3. С. 301–306.

3. *Митяев М.В.* Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.

4. Система Белого моря (рассеянный осадочный материал, потоки вещества, микробные процессы и загрязнения атмосферы). М.: Научный мир, Т. III, 2013. 784 с.

5. *Шевченко В.П., Северина О.В., Майорова Н.Г* и др. Количественное распределение и состав взвеси в эстуариях Оби и Енисея // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. № 3. С. 81–86.

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРА СИБИРИ НА р. АГАПА

KEY SECTIONS OF PLEISTOCENE FOR THE SIBERIAN NORTH AT THE AGAPA RIVER

***Д.В. Назаров*[1,2]**

[1] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
d.nazarov@spbu.ru

***D.V. Nazarov*[1,2]**

[1] A.P. Karpinsky Russian geological research institute, Saint-Petersburg, Russia
[2] Saint-Petersburg University, Saint-Petersburg, Russia

Новые геохронометрические и геологические данные по опорным разрезам западной части Таймырской низменности свидетельствуют о среднеплейстоценовом возрасте морен, слагающих водораздел рек Агапа и Пясина, и исключают распространение покровного оледенения с центром на шельфе Карского моря до плато Путорана. Широко распространенные на западе Таймырской низменности морские межледниковые образования впервые получили геохронометрическое подтверждение своего формирования в начале позднего неоплейстоцена.

Морские толщи долины р. Агапа неоднократно изучались и хорошо охарактеризованы палеонтологически [Гудина и др., 1968; Сухорукова, 1998]. Однако их возраст и взаимоотношения с окружающими ледниковыми образованиями оставались невыясненными. На государственных картах четвертичных образований миллионного масштаба первого и второго поколений морские отложения либо подстилают морену водораздела к югу от долины р. Агапа, включая Джангодскую напорную гряду, либо наоборот, вложены в нее. Прямо противоположенные представления о геологическом строении регионально распространенных толщ не позволяли быть уверенным в возрасте водораздельных морен и оставляли под вопросом ключевой момент геологической истории западной части Таймырской низменности.

В 2014 г. в рамках государственного геологического картирования были вновь изучены разрезы вдоль р. Агапа. Из флювиальных песков, подстилающих водораздельную морену, по зернам полевых шпатов получено пять дат методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) в Лаборатории люминесцентного анализа Университета Орхус (Дания). Изучен ранее неизвестный межледниковый аллювий перекрывающий морену, из которого получено три ОСЛ возраста по зернам кварца. Из межледниковых морских образований, вложенных в морену, получено шесть ОСЛ дат по зернам полевых шпатов и десять возрастов уран-ториевым методом по раковинам моллюсков и древесному стволу в лаборатории «Геоморфологических и палеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» СПбГУ.

Нижним элементом видимого разреза в долине р. Агапа являются крупно- и среднезернистые преимущественно кварцевые желто-серые пески с косыми сериями и желобообразными вложками видимой мощностью до 14 м. Выход флювиальных песков зафиксирован на левом берегу среднего течения р. Агапа между притоками Удоверъяха и Сиен.

С резким угловым несогласием пески перекрыты песчанистым полосчатым диамиктоном северосибирской морены с рассеянными галькой и валунами. Верхняя часть флювиальных песков смята в многочисленные однонаправленные лежачие складки волочения, верхние крылья которых сливаются с кровлей. Контакт между песками и диамиктоном осложнен многочисленными пламевидными текстурами захвата нижележащих песков в перекрывающий их диамиктон. Захваченные в виде языков пески растаскиваются, формируя отдельные линзы и ксенокласты, развальцовываются и создают характерный полосчатый облик ассимиляционной основной морены. Таким образом, подморенные пески в значительной степени входят в состав низов ассимиляционной полосчатой песчано-алевритистой морены.

В полосчатом диамиктоне рассеяны многочисленные валуны, вокруг которых, на контакте с вмещающей породой ясно видны треугольники теней давления. Подобные текстуры характерны для милонитов и подчеркивают метаморфическую природу ассимиляционной части морены.

Северосибирская морена является нижней мореной видимого разреза запада Таймырской низменности и слагает водоразделы к югу от р. Агапа. Ее средненеоплейстоценовый возраст подтверждается ОСЛ и ^{230}Th/U датами из подстилающих и перекрывающих образований. Из флювиальных песков и нижней части ассимиляционной морены разреза в 8 км выше р. Удоверъяха получено пять ОСЛ возрастов 228±11, 210±37, 171±21, 171±8 и 175±18.

Северосибирская морена перекрыта лимногляциалом, морскими, либо аллювиальными образованиями. Древний аллювий выходит на поверхность в обнажении по левому берегу р. Агапа в 10 км ниже по течению от устья ее левого притока р. Огортыяха. Здесь он вскрывается в интервале отметок 23–35 м абс. выс. в цоколе морской террасы 65–70 м абс. выс. Аллювий представлен переслаивающимися песками, алевритами и глинистыми алевритами. Мощность прослоев варьирует от нескольких см до 1–1,5 м. Вверх по разрезу толща становится более тонкозернистой, частота и мощность алевритистых прослоев возрастает, а песков становится меньше. В нижней части разреза крупные прослои песка имеют желобообразную слоистость и косые серии до нескольких десятков см мощностью. По всему разрезу рассеяно значительное количество растительного детрита, который местами концентрируется в отдельные прослои и линзы намывного войлока 3–5 см мощностью.

Из верхней алевритистой части толщи в основании указанного разреза на р. Агапа Г.В. Степановой изучено несколько проб на содержание диатомовых. Комплексы содержат 30 видов и разновидностей пресноводных диатомей, 6 видов переотложенных палеогеновых диатомей и 1 вид силикофлагеллят.

Из аллювия получено две запредельные радиоуглеродные даты по растительному детриту и три ОСЛ возраста 142±11, 121±10 и 119±9 тыс. лет.

Стратиграфически выше расположены морские образования, которые вскрываются повсеместно по берегам р. Агапа и формируют террасу с абс. выс. 70–80 м. Морские пески и глинистые алевриты с тепловодной фауной вложены в северосибирскую морену. Древний береговой клиф бореальной трансгрессии выражен в рельефе четким уступом 40–50 м высотой в нижнем течении рек Янгода и Агапа, а контакт с мореной подчеркнут штрандовой фацией вдоль тылового шва. Уступ прослеживается на расстоянии более 200 км.

Одно из представительных обнажений мариния расположено напротив устья р. Западная у урочища Чугунковые яры. Оно протягивается на 10 км вдоль правого борта долины р. Агапа и вскрывает строение террасы с высотой 50–60 м абс. выс. На всем протяжении это практически вертикальный обрыв высотой до 27 м при положении уреза воды на уровне 18 м абс. выс.

Морские образования здесь представлены параллельным переслаиванием алевритистых глин, алевритов, песчаных алевритов и тонкозернистых песков видимой мощностью 24 м. Для всего разреза характерно присутствие значительного количества рассеянных раковин моллюсков и следов их жизнедеятельности. Нижняя часть представлена сизыми и темно-коричневыми алевритистыми глинами и глинистыми алевритами с прерывистыми прослоями и линзами серых алевритов. В алевритах повсеместно видна мелкая рябь течения и отдельные дюнки. Многочисленны шаро- и валикообразные текстуры взмучивания осадка. В нижней части толщи особенно много раковин беспозвоночных, среди которых присутствуют бореальные и арктобореальные виды: *Macoma balthica*, *Mytilus edulis*, *Neaeromya compressa*, *Neptunea despecta* (определения А.В. Меркульева и Б.И. Сиренко, ЗИН РАН). По раковине *Neptunea heros* получена ^{230}Th/U-датировка: 111±32/23 тыс. лет. Вверх по разрезу состав отложений становится более грубозернистым, появляются прослои и линзы алевритистых песков и мелкозернистых светло-серых песков. Прослои слабоволнистые с мульдообразной слоистостью, характерной для приливно-отливной зоны с обширной сетью мелких русел. Видимые ходы зарывания моллюсков достигают здесь глубины 2–3 см.

Еще одно ключевое обнажение морских образований находится у Мыса Колхозник на правом берегу р. Агапы при впадении в нее р. Южная (Бидерамы-Бигай). Здесь, от уреза реки 17 м абс. выс. в обрывах вскрывается около 20 м песков и глинистых алевритов. Толща песков мощностью чуть более 10 м перекрыта глинистыми алевритами, достигающими мощности 10–12 м. На расстоянии около 600 м вниз по течению кровля песков образует синклинальную и антиклинальную складки с амплитудой в 10 м. Пески светло-серые, мелко- и среднезернистые с восходящей, симметричной шевронной, лингоидной и местами флазерной рябью течения. В песках содержится значительное количество рассеянного растительного детрита, сконцентрированного в отдельных флазерах. На контакте песков с вышележащими алевритами встречается как согласное, так и несогласное залегание. К участкам с угловым несогласием приурочены линзы гравия, гальки и битых раковин – результат незначительного размыва при смене обстановки осадконакопления. Местами же глинистые алевриты облекают текстуры песков. К контакту приурочены многочисленные вертикальные ходы зарывания моллюсков глубиной до 6 см.

Вышележащие темно-коричневые глинистые алевриты содержат тонкие до первых см, линзовид-

ные прослои тонкозернистых песков с перистой рябью течения. В толще содержатся многочисленные раковины двустворчатых моллюсков и гастропод. Присутствие раковин амфибореального моллюска *Mytilus edulis*, свидетельствует о положительных придонных температурах во время формирования морских алевритов.

Из песков мариния на р. Агапа получено шесть ОСЛ дат со средним значением 127 тыс. лет. Три – в разрезе у Мыса Колхозник 131±22, 108±6 и 85±12 тыс. лет и три на правом берегу р. Агапа, в обрыве у старицы в 11,5 км ниже устья правого притока р. Посой 173±35, 121±7 и 143±16 тыс. лет. Из глинистых алевритов основания видимого разреза по раковине *Hiatella arctica* получен уранториевый возраст 101±13/11 тыс. лет, а из верхних песчаных алевритов, по раковине *Astarte borealis* – 112±26/20 тыс. лет. Кроме того, из морских отложений по раковинам моллюсков и бревну диаметром 60 см, в разных обнажениях на субширотном отрезке р. Агапа было получено дополнительно шесть уран-ториевых дат близких друг другу по значениям – 124±26/20, 111±16/13, 101±9/8, 99±31/22, 91±10/9 и 92±25 тыс. лет.

Сводный разрез долины р. Агапа является уникальным для севера Сибири. Геологическими, геоморфологическими и геохронометрическими методами здесь получены непротиворечивые данные о строении ключевого района.

Морские пески и глинистые алевриты с тепловодной фауной, ОСЛ и ^{230}Th/U возрастом около 120 тыс. лет коррелируются с каргинским маринием р. Енисей, который имеет ЭПР возраст 121,1 тыс. лет [Архипов, 1990] и средний оптико-люминесцентный возраст 111 тыс. [Nazarov, Henriksen, 2010]. Морские межледниковые образования вложены в северосибирскую морену к югу от р. Агапа и вместе с подстилающими флювиальными песками определяют средненеоплейстоценовый возраст Джангодской гряды и сопряженной с ней морены водораздела рек Агапа и Пясина. Верхненеоплейстоценовая морена не пересекает долину р. Агапа, располагаясь лишь к северу и к северо-западу от реки.

Список литературы

1. *Архипов С.А.* Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 95 с.

2. *Гудина В.И., Нуждина Н.А., Троицкий С.Л.* Новые данные о морском плейстоцене Таймырской низменности // Геология и геофизика, 1968, № 1. С. 40–48.

3. *Сухорукова С.С.* Опорный разрез морских отложений и колебания климата казанцевского (эемского) межледниковья (север Сибири) // Геология и геофизика, 1998, Т. 39, № 1. С. 74–84.

4. *Nazarov D., Henriksen M.* New data on Quaternary stratigraphy of the Lower Yenissei area, Arctic Siberia // APEX Fourth International Conference and Workshop, Iceland, 2010. P. 62.

ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЙ ФЛЮВИАЛЬНЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КЕЛЬТМИНСКОЙ ЛОЖБИНЫ

LATE VALDAI FLUVIAL MORPHOLITOGENESIS OF THE SOUTHERN PART OF THE KELTMA HOLLOW

Н.Н. Назаров, С.В. Копытов

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия
nazarov@psu.ru, kopytov@psu.ru

N.N. Nazarov, S.V. Kopytov

Perm State University, Perm, Russia

Актуальность изучения гидросети в пределах Кельтминской ложбины и прилегающей к ней части озеровидного расширения камской долины объясняется противоречивостью суждений о существовании ледниково-подпрудного озера с уровнем в 130 м и перелива озерно-ледниковых

вод через Северную и Южную Кельтму в бассейн Камы в поздневалдайское время. Сторонники [Лавров, Потапенко, 2012; Lysa et al., 2011] и противники (сомневающиеся) [Зарецкая и др., 2014; Mangerud et al., 2004] достижения и преодоления озерно-ледниковыми водами кельтминского порога в этот период в качестве аргументов приводят геолого-геоморфологические (покомпонентные) характеристики озерного понижения. При этом авторы оперируют такими показателями как наличие/отсутствие береговой линии озера и/или аллювиальных (аллювиально-дельтовых) отложений в разрезах озерной террасы.

Ситуация вокруг проблемы существования спиллвея в валдайскую холодную эпоху (слово против слова, факт против факта), основанная только на материалах изучения бассейна Вычегды, делает целесообразным обратить внимание на южную часть Кельтминской ложбины, принадлежащую бассейну Камы. Данную территорию по аналогии с обстановкой, формирующейся ниже современных водохранилищ, можно сравнить с «нижним бьефом» ледниково-подпрудного озера. Продолжая сравнение с участком водотока ниже гидротехнического сооружения, можно предположить, что если перелив через кельтминский порог в это время существовал, то его следы в виде флювиальных (эрозионно-аккумулятивных) форм не могли не оставить следов в днище ложбины.

Все наиболее подробные и систематизированные сведения об особенностях геолого-геоморфологического строения Кельтминской ложбины на участке от Екатерининского канала (водораздел Северной и Южной Кельтмы) до Камы были получены в 30–70-е годы прошлого века. Н.В. Рябков [Рябков, 1967], представляя в своих ранних работах разрез низкой верхнеплейстоценовой террасы с абсолютной высотой 130–135 м, верхний горизонт определил как микулинский аллювий. Позднее, им же [Рябков, 1976] делается корректировка в сторону омоложения этих отложений до калининского возраста. По данным бурения, нижняя пачка озерной террасы представлена песками мощностью в среднем 8–10 м, а перекрывают их тонкослоистые суглинки и глины – 6–8 м.

В настоящее время Кельтминская ложбина используется Южной Кельтмой для формирования ее собственной долины. Судя по структуре и рисунку современной гидросети, образование главной (стволовой) реки является следствием слияния местных водотоков, зарождение и развитие которых пришлось на самый конец позднеледниковья и голоцен. Глубина вреза русел Южной Кельтмы, Лопьи, Джурича, Тимшера, Пильвы, Иктыма и некоторых других рек в пределах днища ложбины и примыкающего к ней озеровидного расширения долины верхней Камы увеличивается в направлении с севера на юг и перед самым выходом в камскую пойму достигает почти 8 м. Односторонняя фрагментарная пойма Южной Кельтмы и ассиметричные врезанные излучины наследуют древние макроизлучины, которые хорошо опознаются на космических снимках. Их изучение показало, что русла современной речной сети не являются единственными формами, моделировавшими поверхность ложбины с окончанием эпохи калининского стадиала.

Вслед за врезанными руслами современной гидросети, следующий уровень по значимости своего влияния на показатель расчлененности рельефа днища ложбины занимают две древние (по-видимому, разновозрастные) долины стока, одна из которых сегодня занята современным водотоком (р. Бортом), а вторая уже деградировавшим руслом раннего заложения (озером Нахты) – фрагментом древнего русла верхней Камы в днище долины стока. Относительно слабая морфологическая выраженность долин стока и наличие гривистого рельефа не оставляет сомнений в их флювиальном происхождении и возрасте «моложе калининского стадиала».

Особняком стоит четко опознающаяся на космоснимках и крупномасштабных топографических картах ложбина стока – русловое образование на южной оконечности междуречья Южной Кельтмы и Пильвы. Ложбина стока начинается на левобережной бровке долины Южной Кельтмы и далее, следуя по водоразделу, заканчивается «сухой» дельтой с гривистым рельефом в зоне контакта с камской поймой. Дифференциация геосистем происходит в четком соответствии с особенностями увлажнения и литологии аккумулятивных форм (грив, валов), возвышающихся над русловыми понижениями на высоту 2–4 м.

Из других форм рельефа, которые также могут быть включены в перечень геоморфологических образований связанных своим происхождением с прошлыми эпохами флювиального морфолитогенеза, являются одиночные гривы и микроложбины. Первые обычно возвышаются над поверхностью болот, вторые встречаются по периферии террасы.

Анализ и интерпретация ландшафтного рисунка Кельтминской ложбины и прилегающих к ней водосборов, по нашему мнению, не оставляет сомнений в присутствии на ее поверхности объектов древней морфодинамики флювиального типа, образование которых может быть связано именно с водотоком, берущим начало за пределами современного бассейна Южной Кельтмы. На это указывают параметры, конфигурация и геоморфологическое (в том числе высотное) позиционирование русловых форм относительно положения современной гидросети.

Таким образом, фиксация нескольких стадий флювиального морфолитогенеза на поверхности озерной террасы калининского возраста дает основания для вывода о существования перелива вод ледниково-подпрудного в южную часть Кельтминской ложбины и, соответственно, в камский бассейн в осташковский этап валдайского оледенения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №16-05-00356).

Список литературы

1. *Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В.* Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // Доклады АН, 2014. Т. 455. № 1. С. 52–57.

2. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М.: ОАО «Можайский полиграфический комбинат», 2012. 191 с.

3. *Рябков Н.В.* Древние приледниковые бассейны междуречья Камы, Печоры, Вычегды и их реликты // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1976. № 45. С. 94–105.

4. *Рябков Н.В.* Нижнеплейстоценовые отложения долины Верхней Камы и прилегающего водораздела с Печорой и Вычегдой // Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 167–173.

5. *Lysa A., Jensen M.A., Larsen E., Fredin O., Demidov I.N.* Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia // Boreas, 2011. Vol. 40. pp. 481–497.

6. *Mangerud J., Jacobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G. C. K., Henriksen M., Hjort C., Krinnerm G., Lunkkja J.-P., Moller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I.* Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23. pp. 1313–1332.

АРКТИЧЕСКИЙ ШЕЛЬФ: ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЕ

ARCTIC SHELF: ENVIRONMENTAL CHANGES AND CLIMATE IN THE LAPTEV SEA REGION IN THE LATE POSTGLACIAL TIME

О.Д. Найдина[1], Х.А. Баух[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва
[2] АВИ/ГЕОМАР, Киль, Германия
onaidina@gmail.com

O.D. Naidina[1], H.A. Bauch[2]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] AWI/GEOMAR, Kiel, Germany

Изменения климата и природной обстановки особенно проявляются в Арктике и отчетливо прослеживаются на шельфе. Основой прогноза грядущих природных катаклизмов выступают тренды естественных изменений природных обстановок в голоцене, реконструированные по результатам многодисциплинарных исследований на шельфе моря Лаптевых. Располагаясь в центральной части северо-евразийского шельфа, море Лаптевых является ключевым районом образования пресноводного баланса и ледового режима Арктики, где генерируются климатические флуктуации Северной Евразии. Развитие палеосреды региона пока полностью не восстановлено [Лаврушин, 2007; Левитан и др., 2007], и поэтому голоценовая динамика природной среды все еще находится в стадии изучения [Баух и др., 2009].

Палеогеографические реконструкции в регионе моря Лаптевых основываются на разнообразных группах микрофоссилий, таких как пыльца и споры растений, динофлагеллаты и диатомовые водоросли, остракоды и фораминиферы из датированных колонок донных осадков послеледниковья. Настоящее сообщение посвящено позднеголоце-

новой наземной и морской палеобстановкам, существовавших на протяжении субатлантического периода голоцена. Материалом для палинологического и микрофаунистического анализов послужили пробы из субрецентных осадков моря Лаптевых и керн колонок с внутреннего шельфа, отобранные во время российско-германских экспедиций Transdrift. Абсолютный возраст изученных осадков определен методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS^{14}C) по биогенному кальциту раковин остракод и фораминифер и охватывает диапазон времени последних 2.3 тыс. лет.

В результате спорово-пыльцевого анализа морских осадков установлено, что начиная с 1.8 тыс. лет и до 0.3 тыс. лет назад летние температуры воздуха превышали современные на 1 °С. В это время растительность северной тундры сменялась южной тундровой, мигрирующей к побережью моря Лаптевых. Впервые по данным спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного AMS-датирования осадков удалось провести ландшафтно-климатические реконструкции позднего голоцена.

Установлено, что потепление климата на побережье совпадает с адвекцией атлантических масс в море Лаптевых. Предполагается, что приток атлантических вод был более интенсивным, чем в настоящее время. Около 200 лет, судя по таксономическому составу микрофауны [Найдина, 2016], длилось интенсивное вторжение атлантических вод из южных широт. Увлажнение климата и повышение температурного фона способствовали развитию крупнокустарниковой растительности южных тундр, покрывавшей побережье вплоть до 1.1 тыс. лет.

Сопоставление с ранее полученными результатами по колонкам скважин моря Лаптевых [Найдина, 2006; Найдина, 2013; Bauch et al., 2001; Naidina, Bauch, 2001; 2011] свидетельствует, что летние температуры воздуха в позднем послеледниковье были на 2–3 °С ниже, чем во время развития лесотундры в климатический оптимум голоцена, но выше современных.

В последующие сто лет за этим потеплением регистрируется кратковременное похолодание с распространением мохово-кустарничковых тундр. Диапазон времени 0.8–0.3 тыс. лет характеризуется возобновлением притока на шельф пыльцы хвойных деревьев. Возрастание количества пыльцы древесных растений в спектрах свидетельствует об инвазии северной границы лесотундры на побережье моря Лаптевых во время потепления.

Обнаруженный комплекс микрофоссилий отражает относительно стабильные условия природной среды на внутреннем шельфе и прилегающей к морю Лаптевых суше в конце послеледниковья. В целом новые данные, полученные при реконструкции ландшафтно-климатических изменений на суше и смен обстановок на море в позднем голоцене, ценны для прогнозирования динамики природной среды в будущем.

Работа выполнена в рамках российско-германского проекта по системе моря Лаптевых и госзадания № 0135-2015-0034 по теме НИР «Мезозойские и кайнозойские биособытия в Арктo-Бореальной области и их корреляция на основе исследования этапности развития мироорганизмов».

Список литературы

1. *Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й.* Процессы природных трансформаций на северо-евразийском шельфе со времени последнего оледенения // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Ред. Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й. и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 373–383.

2. *Лаврушин Ю.А.* Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 67. М.: ГЕОС, 2007. С. 20–32.

3. *Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.

4. *Найдина О.Д.* Палеогеография региона моря Лаптевых в первую половину голоцена по фаунистическим и палинологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2006. Т. 4. № 3. С. 331–340.

5. *Найдина О.Д.* Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.

6. *Найдина О.Д.* Природные условия региона моря Лаптевых в позднем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. Корреляция, 2016. Т. 24. №1. С. 92–103.

7. *Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D.* et al. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quaternary Res., 2001. V 55. № 3. P. 344–351.

8. *Naidina O.D., Bauch H.A.* A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global Planet. Change, 2001. V. 31. P. 141–153.

9. *Naidina O.D., Bauch H.A.* Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Quaternary Int., 2011. V. 229. P. 84–88.

ПЕТРОМАГНИТНАЯ И МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОСЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ПОЛОВИНКА ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

ROCK MAGNETIC AND MAGNETIC MINERALOGICAL DATA OF THE LATE PLEISTOCENE SEDIMENTS OF POLOVINKA SECTION FROM THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION

А.Н. Наумов[1], С.С. Бурнатный[1], П.С. Минюк[1], А.Г. Зубов[2]

[1] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия
naumov@neisri.ruk
[2] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

A.N. Naumov[1], S.S. Burnatny[1], P.S. Minyuk[1], A.G. Zubov[2]

[1] North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n.a. N.A. Shilo, Magadan, Russia
[2] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

Одним из наиболее полных разрезов плейстоцена Центрально-Камчатской депрессии является разрез Половинка, расположенный в правом борту реки Камчатка в 20 км ниже по течению п. Кирганик Мильковского района Камчатского края (158°55,670′ в.д., 54°54,654′ с.ш.). Он представляет собой крутой обрыв высотой около 80 м, который в настоящее время усиленно дренируется рекой. В разрезе (снизу-вверх), согласно [1]], выделено ряд толщ: толща синих глин (Q_I); аллювиальная и мореноподобная толщи (Q_{II}); озерно-аллювиальная и покровная толщи (Q_{III}). В данной работе приведены данные по верхней толще.

Покровная полигенетическая толща исследована в 6 расчистках, из которых проведен сплошной отбор проб на различные виды анализов. Толща неоднородная по составу и строению, сложена преимущественно серыми, оливково-серыми супесями и тонкозернистыми глинистыми песками, чередование которых придает горизонтальную слоистость, особенно ясно выраженную в нижней части (5 м) толщи. В толще отмечены остатки разложенной органики бурого цвета, характерно сильное ожелезнение, распространенное локально и по слоистости. В средней части выявлен слой гумусированной супеси мощностью 2,5 м. В нижней части слоя цвет осадков темно-серый, который становиться более светлым к кровле. Для покровной толщи характерны многочисленные криогенные нарушения в виде псевдоморфоз по ледяным жилам. Мощность толщи около 35 м.

Измерения магнитной восприимчивости (МВ) и термомагнитный анализ проведены на многофункциональном каппамосте MFK1-FA с термоприставкой CS-3. Прогрев выполнен в воздушной и аргоновой средах. Остаточная намагниченность насыщения (J_{rs}), намагниченность насыщения (J_s), индуктивная намагниченность (J_i), коэрцитивная сила (B_c), остаточная коэрцитивная сила (B_{cr}) измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter (КГУ). Рентгенофлуоресцентный и микрозондовый анализы использованы для определения химического состава отложений и минералов.

Магнитные свойства отложений неоднородные. Значения МВ варьируют в пределах от 0,64 до $31{,}541 \cdot 10^{-6}$ м^3/кг. Минимальные значения характерны для прослоя гумусированной супеси. Данные термокаппаметрии показывают, что магнитные минералы представлены магнетитами с Tc = 580–600 °C и титаномагнетитами с Tc = 400–550 °C. Ожелезненные литологические разности содержат лепидокрокит, для которого отмечен характерный рост МВ при температурах ~ 250 °C.

В покровной толще выявлено около 20 прослоев пеплов различного состава и зернистости. В большинстве случаев прослои не выдержаны по простиранию, залегают линзообразно и в виде карманов различной мощности (до 15–20 см). Многочисленные линзы пеплов до нескольких мм встречаются по всей толще. Маломощный прослой пепла отмечен также в толще синих глин. Геохимические данные указывают, что пеплы базальтово-андезитового (3 прослоя), андезитового (3), дацитового (8) и риолитового (7) составов.

Магнитные свойства пеплов, как и включающие их осадки, не однородные: МВ = $0{,}6–14{,}7 \cdot 10^{-6}$ м^3/кг;

J_s = 0,06–1,42 Ам^2/кг; J_{rs} = 0,004–0,06 Ам^2/кг; B_c = 1,2–34,8 мТл; B_{cr} = 14,6–80,7 мТл. Отношения гистерезисных характеристик J_{rs}/J_s и B_{cr}/B_c вынесены на диаграмму Дея [2], что позволило оценить доменное состояние магнитных минералов. Характеристики практически всех пеплов расположены в области или вблизи области многодоменных частиц, лишь пеплы трех прослоев попадают в псевдооднодоменную область и имеют максимальные значения коэрцитивной силы. Эти прослои расположены в средней и нижней частях толщи.

Магнитные фракции большинства пеплов полиминеральные. Часть пеплов содержит только магнетит, включающий незначительную примесь титана (Tc = 590–600 °C). Магнетит присутствует и в других пеплах, однако, в малых количествах. Основными магнитными минералами являются титаномагнетиты. Выделяется, как правило, несколько фаз с разными температурами Кюри. Установлены стабильные титаномагнетиты с очень низкими точками Кюри (80–105 °C). Фазы титаномагнетитов с высокими температурами Кюри не устойчивы к нагревам. Среди двух фаз фаза с большей точкой Кюри не устойчива к нагреву в аргоновой среде. Она не проявляется на кривых остывания, в то время как более отчетливо выделяется фаза с более низкой точкой Кюри. Предполагается, что в аргоновой среде происходит восстановление окисленных титаномагнетитов. Кривые остывания лежат выше кривых нагрева, что свидетельствует об образовании более магнитного минерала. Обратный результат получен при нагреве пеплов в воздушной среде. Кривые остывания лежат ниже кривых нагрева, а точки Кюри фаз на кривых остывания сдвигаются к более высоким температурам и сохраняются при нагревах второго и третьего циклов. В процессе нагрева в воздухе происходит окисление титаномагнетитов с образованием менее магнитных фаз.

Результаты исследования магнитной восприимчивости в полях от 2 до 700 А/м выявили, что МВ большинства образцов возрастает с увеличением магнитного поля. В поле 700 А/м ее величина превышает на 5–17% первоначальную. Рост магнитной восприимчивости с увеличением поля в горных породах типичен для титаномагнетитов [3]. МВ не возрастает при увеличении поля для пеплов, минералы которых представлены преимущественно магнетитами. Согласно микрозондовому и термомагнитному анализам в пеплах присутствуют титаномагнетиты трех разновидностей: 1) низкотитанистые титаномагнетиты или магнетиты с незначительной примесью титана (первые проценты) и температурами Кюри близкими к магнетитовым – 580–600 °C; высокотитанистые титаномагнетиты с содержанием титана более 20% и точками Кюри 40–105 °C; среднетитанистые титаномагнетиты с содержанием титана 2–15% и точками Кюри 380–500 °C. Кроме титана титаномагнетиты включают примесь алюминия (до 1,5%), магния (до 1,5%), марганца (до 1%), ванадия (до 0,5%), хрома (до 0,5%). Эти минералы в разных количествах отмечены также во вмещающих алевритах. Некоторые пеплы переотлагались, о чем указывает характерный минеральный состав вышележащих отложений.

Распределение магнитных характеристик в покровной толще сложное, с широким разбросом магнитных величин. Самыми низкими значениями МВ характеризуются слои гумусированных супесей из средней и нижней частей толщи. Эти отложения, кроме разложенной органики, включают многочисленные обломки веток растений, которые датируются радиоуглеродным методом. Предполагается, что накопление этих слоев происходило во время теплого климата, возможно, в течение изотопно-кислородных стадий МИС 3 и МИС 5. Максимальные значения МВ отложений покровной толщи характерны для слоев с большим количеством прослоев и линз песка.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФИИ (15-05-06420) и ДВО РАН (грант 15-I-2-067).

Список литературы

1. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 228 с.

2. *Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. P. 260–267.

3. *Hrouda F., Chlupacova M., Mrazova S.* Low-field variation of magnetic susceptibility as a tool for magnetic mineralogy of rocks // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2006. V. 154. P. 323–336.

РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

RADIOCARBON CHRONOLOGY OF THEHOLOCENE EVENTS WITHIN INTERMOUNTAIN DEPRESSIONS OF SOUTHWESTERN TUVA

Р.К. Непоп[1, 2], А.Р. Агатова[1, 2]

[1] Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
agatr@mail.ru
[2] Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург, Россия

R.K. Nepop[1, 2], A.R. Agatova[1, 2]

[1] Institute of Geology and Mineraloy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

По сравнению с межгорными впадинами Юго-Восточного Алтая впадины граничащей с ним Юго-Западной Тувы остаются недостаточно изученными с позиций реконструкции постледникового развития. Информация об этой территории была получена на основании анализа ледниковых систем высокогорного массива Монгун-Тайга [Чистяков и др., 2012] и кернов донных отложений озер Ак-Холь и Груша [Westover et al., 2006; Blyakharchuk et al., 2007; Ilyashuk and Ilyashuk, 2007], однако хронология событий голоцена, отраженных в осадочном заполнении впадин, не изучалась.

В ходе полевых исследований 2013–2016 гг. нами было изучено более 15 разрезов и получено 25 радиоуглеродных дат, характеризующих развитие впадин Юго-Западной Тувы в последние 10 тысяч лет. Привлекалась информация об условиях формирования погребенных почв и кутан [Бронникова и др., 2017], комплексном биосоставе палеоозерных и погребенных торфяных отложений. Для реконструкции сейсмической активности данной территории был задействован палеосейсмогеологический метод. Геоархеологический анализ позволил зафиксировать максимально возможные уровни водоемов на момент сооружения археологических памятников, верхний возраст форм рельефа и коррелятных отложений, на которых они были возведены, а также сейсмонарушений, приведших к деформации памятников определенной культурной принадлежности.

Проведенные нами площадные геолого-геоморфологические исследования показали принципиально разный характер деградации оледенения в бассейнах рек Моген-Бурен и Каргы, определивший морфолитогенезэтих бассейнов в голоцене. В котловинах бассейна Моген-Бурен формировался ряд крупных ледниково-, а затем моренно-подпрудных озер, прорывы которых сопровождались прохождением высокоэнергетических потоков по магистральной долине Моген-Бурен [Agatova et al., 2015]. Сброс воды происходил в проточное озеро Ачит-Нур, расположенное в Котловине Больших Озер Монголии, что обуславливало значительно более высокий уровень палеоозер в Котловине по сравнению с уровнем современных озер. После прорыва моренных подпруд колебания уровня остаточных озер в верхней части бассейна определялись изменениями климата. В долине Каргы сток талых ледниковых вод с Джулукульского ледоема и долинных ледников Шапшальского хребта не имел катастрофического характера, однако также обуславливал более высокий уровень озера Урэг-Нур, в отличие от Ачит-Нура являющегося непроточным водоприемником. Нами установлено существование достаточно крупных озер в расширениях долины Каргы в первой половине голоцена и менее крупных – во второй половине голоцена.

В целом, осушение ледниково-, моренно-подпрудных и снижение уровня остаточных озер определило широкое освоение днищ высокогорных котловин и долин Юго-Западной Тувы кочевыми народами. Высокая сейсмическая активность, характерная для этой горной территории, проявляется в активизации разломов и крупных сейсмогравитационных деформациях, время возникновения которых в ряде случаев определяется радиоуглеродным методом и по возрасту нарушенных археологических памятников.

Список литературы

1. *Бронникова М.А., Конопляникова Ю.В., Агатова А.Р., Зазовская Э.П., Лебедева М.П., Турова И.В., Непоп Р.К., Шоркунов И.Г., Черкинский А.Е.* Кутаны криоаридных почв и другие летописи ландшафтно-климатических изменений в котловине озера Ак-Холь (Тува) // Почвоведение, 2017. № 2. С. 158–175.

2. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузэль Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В.* Горный массив Монгун-Тайга. СПб.: «Арт-Экспресс», 2012. 310 с.

3. *Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A.* Outburst floods of the ice-dammed lakes in the SW of Tuva, southern Siberia // Zeitschrift für Geomorphologie (Annals of Geomorphology), 2015. V. 59. P. 159–175.

4. *Blyakharchuk T., Wright H., Borodavko P., Van der Knaap W.O., Ammann B.* Late Glacial and Holocene vegetation history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007. V. 245. P. 518–534.

5. *Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A.* Chironomid record of Late Quaternary climatic and environmental changes from two sites in Central Asia (Tuva Republic, Russia) – local, regional or global causes? // Quaternary Science Review, 2007. V. 26. P. 705–731.

6. *Westover K.S., Fritz S.C., Blyakharchuk T.A., Wright H.E.* Diatom paleolimnological record of Holocene climatic and environmental change in the Altai Mountains, Siberia // J. Paleolimnology, 2006. V. 35. P. 519–541.

О ПРОЯВЛЕНИЯХ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕКТОНИКИ В РЕЛЬЕФЕ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР РАЙОНА КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

EVIDENCE OF THE HOLOCENE TECTONICS IN THE RELIEF AND LAKE BOTTOM SEDIMENTS AT THE KOLA GULF AREA OF BARENTS SEA

С.Б. Николаева, В.Я. Евзеров

ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Россия
nikolaeva@geoksc.apatity.ru

S.B. Nikolaeva, V.Ya.Yevzerov

Geological Institute of Kola Science Center RAS, Apatity, Russia

Кольский залив Баренцева моря расположен на мурманском побережье Кольского полуострова и по геоморфологической классификации является типичным фьордом тектоно-эрозионно-ледникового происхождения [Кольский залив…, 1997]. Его восточный берег скалистый обрывистый, западный – относительно пологий. Прилегающая к депрессии залива территория, как и все Мурманское побережье, характеризуется яркой выраженностью в рельефе многочисленных линеаментов разных порядков, образующих ортогональную или более сложную систему разрывов и формирующих мелкоблоковое строение (рис. 1). Кольский залив, судя по плановому рисунку, сформирован по системе разломов субмеридионального и северо-восточного простираний. Разломы этих же направлений и их пересечения и формируют общий облик побережья и кинематику смещений новейшего времени.

Геологические доказательства смещений по сдвигам в районе Кольского фиорда приведены А.А. Полкановым [Полканов, 1937]. Используя в качестве репера дайки диабазов пикрит-порфиров, он установил, что на разных берегах Кольского фиорда и более мелких блоках фиордов дайки смещены в плане до первых сотен метров, а на Палагубском озере – до 500 м. По данным В.Г. Чувардинского на этом полуострове прослеживаются сдвиги северо-восточного простирания. На их близвертикальных бортах, сложенных гранитоидами, развита система субгоризонтальных борозд, указывающих на северо-восточное смещение блоков пород [Чувардинский, 2000].

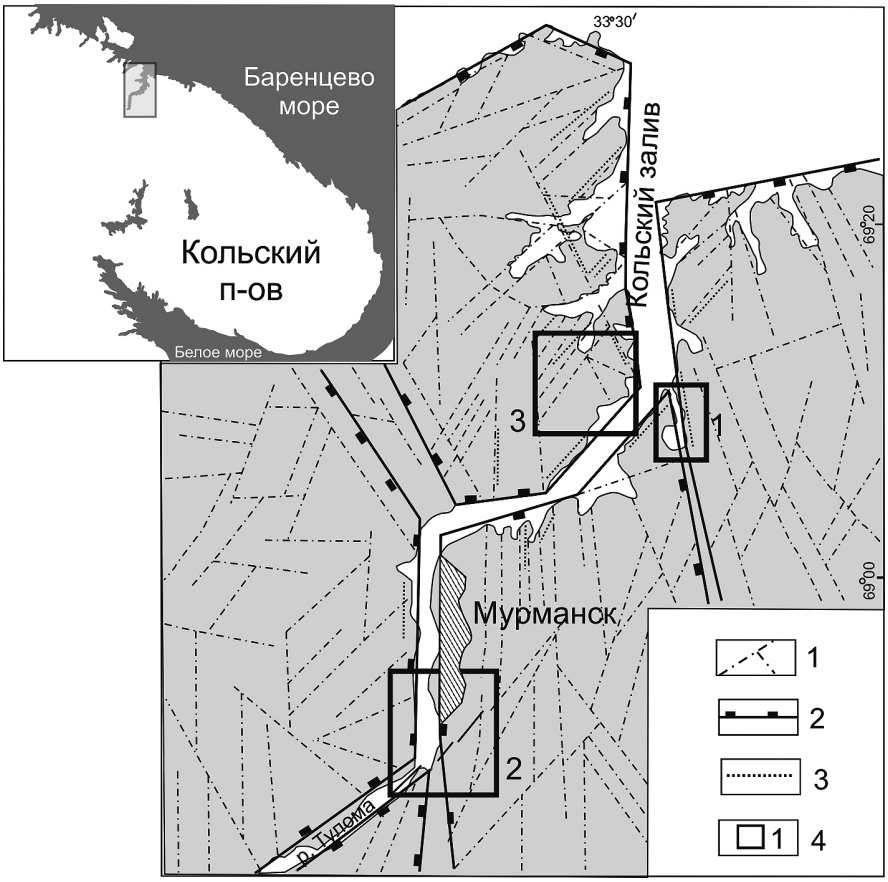


Рис. 1. Схема расположения участков работ и блоковое строение в районе Кольского залива Баренцева моря.

1 – основные разрывные нарушения, 2 – блоко ограничивающие разломы по [Кольский залив…, 1997], 3 – дайки основных пород, 4 – обследованные участки и их номера

Новые свидетельства о послеледниковых локальных перемещениях в районе Кольского залива и их возрасте получены при проведении геолого-геоморфологических исследований и полевых работ, включавших изучение разрезов донных осадков озер.

Признаки активизации движений в голоцене установлены по субмеридиональному разлому (аз. прост. 350°), ограничивающему северное колено Кольского залива с востока и прослеживающемуся южнее – в районе губы Средней, озер Домашнего, Щукозера (рис. 1, участок 1). Наиболее убедительным из признаков является субмеридионально вытянутое углубление в средней части губы Средней. Оно могло сохраниться только в случае формирования после позднего дриаса, во время которого имела место морская трансгрессия и талые ледниковые воды поставляли в водоем большое количество обломочного материала. В такой обстановке упомянутое углубление было бы неизбежно заполнено осадками [Евзеров, 2016].

Свидетельством голоценовой активизации разломов северо-восточного простирания является прямолинейное, протяженное и достаточно глубокое продолжение р. Туломы. Разлом (аз. прост. 40°) протягивается вдоль долины р. Туломы и частично заходит в залив (рис. 1, участок 2). На суше продолжением разлома возможно является линейная зона сбросов протяженностью 2.8 км и вертикальной амплитудой смещения 2.5–5 м с многочисленными признаками сейсмотектонических проявлений [Николаева, 2008]. Время активизации разрывного нарушения ≥8.9 ^{14}C тыс. л.н.

Геологическое подтверждение о проявлениях голоценовой тектоники получено в результате литолого-стратиграфического изучения донных отложений озера, расположенного на блоке, ограничивающим северное колено Кольского залива с запада (рис. 1, участок 3). В поднятых кернах в толще однородной гиттии обнаружен прослой песка, толщиной 2.5 см. Образование песков во время накопления органогенных отложений свидетельствует о нарушении гидродинамического режима осадконакопления в водоеме, возможно связанного с внезапным сносом с берегов минерагенного материала в результате сильного сейсмического собы-

тия. Время образования прослоя песка определено путем датирования образцов гиттии под и над ним и определено как 7.8 ^{14}C тыс. л.н.

В пределах этого же блока по результатам изучения донных осадков озер, изолировавшихся от моря вследствие поднятия территории и расположенных на одинаковых высотных отметках, установлено новейшее перемещение блока, при котором проявилась не только гляциоизостатическая, но и собственно тектоническая составляющая, приведшая к его небольшому перекосу.

Полученные к настоящему времени материалы, а также обнаружение следов древних землетрясений (палеосейсмодеформаций) [Николаева, 2008; 2013] свидетельствуют о тектонической и сейсмической активности района Кольского залива в позднe- и послеледниковый период. Результаты исследований направлены на оценку экологической безопасности региона и имеют принципиальное значение для эксплуатации, проектирования и строительства особо ответственных объектов в наиболее освоенных районах Мурманской области.

Список литературы

1. *Евзеров В.Я.* Четвертичный период в Кольском регионе (вопросы стратиграфии и тектоники) // Вестник КНЦ, № 1. 2016 (24). С. 5–14.

2. Кольский залив: океанография, биология, экосистемы, поллютанты / Коллектив авторов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. 265 с.

3. *Николаева С.Б.* Следы разрушительных землетрясений в окрестностях города Мурманска (по историческим и палеосейсмогеологическим данным) // Вулканология и сейсмология. 2008. №3. С. 52–61.

4. *Николаева С.Б.* Свидетельства сейсмических событий на побережье Мурмана в позднеледниковье и голоцене (северо-восток Балтийского щита) // Известия РГО. 2013. Т.145. Вып. 4. С. 53–65.

5. *Полканов А.А.* Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова // Труды Советской секции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA). 1937. Вып. 3. С. 63–80.

6. *Чувардинский В.Г.* Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2000. 287 с.

СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО СЖАТИЯ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

STUCTURES OF LATERAL PRSSURE IN LOOSE DEPOSITS IN NORTH-WEST PART OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM AND THEIR INTERPRETATION

А.А. Никонов

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия
nikonov@ifz.ru

A.A. Nikonov

Institute of physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

На первых этапах исследования натурных проявлений деформаций в четвертичных отложениях внимание, естественно сосредотачивалось на выработке критериев и выявлении признаков именно эндогенного (сейсмогенного) генезиса в альтернативном рассмотрении с таковыми деформаций экзогенного (криогенного, гляциодинамического) характера, не говоря о техногенных. В Северо-Западном регионе России исследования начались [Никонов и др., 1988; Никонов и др., 2001] с учетом огромной литературы по обследованию конкретных мощных землетрясений и богатым собственным опытом в

сейсмически активных регионах [Никонов, 2003]. Автор стремился классифицировать структурные формы и их парагенезы [Никонов, 1995; 2001; 2007а; 2007б]. При этом отбирались случаи деформаций на горизонтальных и субгоризонтальных поверхностях со слоистыми, первично также горизонтальными, слоями, с тем, чтобы исключить гравитационный фактор. Деформации рассматривались по группам – пликативные и дизъюнктивные, возникшие в наземных и подводных условиях. Классификация осуществлялась не столько феноменологическая, сколько по ведущим силам и процессам [Никонов, 2007а, 2007б]. При таком подходе деформации группируются следующим образом: деформации растяжения, деформации сжатия, деформации выброса; в природе они нередко соседствуют и/или образуют парагенезы [Никонов, 2007а]. В данной работе внимание сконцентрировано на группе деформаций сжатия.

Единичные фотоизображения деформаций публиковались давно, но не сопровождались описаниями и аргументацией (С.А. Яковлев, Б.Ф. Земляков, К.К. Марков, Е.В. Рухина). В довоенные годы их аттестовали как криотурбации и гляциодислокации, а более крупные – как результат протаивания глыб мертвого льда. Впервые подобные нарушения на Карельском перешейке отнесены к сейсмодислокациям в [Верзилин, Севастьянов, 2001]. Материалы по разнообразным, пликативным, деформациям в бассейновых отложениях Приладожья были представлены с наглядной цветной фотодокументацией в коллективном докладе [Никонов и др., 2001]. Единичные примеры пологих надвигов в мелкодисперсных отложениях низких террас в нескольких местах на юге Финского залива (у г. Таллинна, Пирита, у пос. Кунда) публиковались раньше [Никонов, Мийдел, 2003 и др.]. Из более масштабных объектов с необходимой документацией выделяются разрез через гряду Сальпаусселька в Ю. Финляндии (V. Tanner, M. Aarolachti), обнажения на р. Сестра на северном побережье Финского залива (Л.В. Ансберг), карьер Келколово на юге Приневской низменности, карьер Красная Горка во Всеволожском районе, обнажение Вока на южным берегу Финского залива, котлован на площади Вабадузе в г. Таллинне (четыре последних по исследованиям автора). В большинстве из них выделены пластины чешуйчатого надвигания, а в двух последних – мощные смятия.

Большая часть наблюдений деформаций рассматриваемой группы осуществлена автором с коллегами в 1997–2012 гг. на западе Ленинградской области и в Северной Эстонии в обнажениях и расчистках, в карьерах и котлованах с большим обзором [Никонов, 1998, 2003, 2007]. Изучались слоистые толщи отложений бассейновых Ленинградского мегаинтерстадиала, (40–25 тыс. л.н.), озерно-ледниковые и дельтовые позднеледниковые, (15–10 тыс. л.н.), и озерные голоценовые накопления, залегающие на горизонтальных и субгоризонтальных поверхностях и с общей горизонтальной слоистостью. Изучаемые толщи не имеют признаков воздействия сил гравитации, неравномерного раздавливания сверху, контактов с мореной, т.е. признаков гляциодислокаций. В редких случаях возможного объяснения смятий за счет воздействия края материкового льда рассматривались признаки pro-contra отдельно. Ни в одном из разрезов невозможно признать воздействие последнего ледникового покрова (т.е. гляциотектонические деформации) или какого-либо иного фактора помимо сейсмотектонического.

Деформации сжатия встречаются отдельными элементами, связными группами, а иногда – в соседстве и в сопряжении с деформациями растяжения (трещинами, клиновидными структурами). Последний вариант особенно информативен в отношении принятия сейсмического генезиса деформаций, ибо чередование сжатия и растяжения типично при прохождении сейсмических волн в среде. На участках развития сейсмодислокаций значительные боковые смещения – выдвиги, отбросы и перебросы по горизонтали, изредка и надвигания, – обнаруживались и в кристаллических породах [Родкин и др., 2012; Subetto et al., 2017]. Перемещения достигали 1–3 м, подобные оценки бокового сжатия получены и по деформациям в рыхлых отложениях. В сейсмически активных областях такие нарушения и смещения возникают при землетрясениях силой I ≥ VIII-IX баллов.

Количественные оценки сейсмических воздействий по фигурам сжатия в рыхлых грунтах пока не разработаны. Для примерных оценок пригодны макросейсмические шкалы MSK-64, EMS-98, INQUA-2004. Градации полуколичественных оценок автор попытался наметить, но сделано это только для группы пликативных деформаций [Никонов, 2007]. Но и здесь ввиду значительных различий в имманентных свойствах грунтов (в плотности, связности, вязкости) и их временных изменений (влажность, мерзлота) колебания свойств могут быть значимы.

Дизъюнктивные нарушения с признаками сжатия в четвертичных отложениях встречались нами неоднократно, и их пришлось выделить в особую группу. В нее вошли взбросы, надвиги, перекрытия древними слоями молодых без видимого разрыва, сдвиги, т.е. все известные в структурной геологии, присущие обстановке латерального сжатия, элементы разрывов. Единично встречено необычное образование в виде противонаправленных, остроугольных боковых выступов среди ненарушенных

горизонтально слоистых отложений (подобно заостренным подкрылкам на фюзеляже самолета). Здесь суперпозиция слоев и разрывов не оставляет сомнения в резком боковом сжатии толщи после ее накопления.

Выделено несколько случаев, когда крутая складка оказывается разорванной косо, со взбросовым смещением висячего крыла. Поскольку подобные складки в песках антиклинальные, вертикально вытянутые и узкие, то логично принимать сжатие латеральным, быстро-импульсным на первой стадии, и затем, по достижению предельной прочности сжатого медиума, считать неизбежным моментальный разрыв в сторону свободного вверху пространства, со снятием напряжения. Это типичный при землетрясении процесс. Так, например, при землетрясении Сан-Фернандо, США, 09.II.1971 г. интенсивностью IX баллов, с глубиной очага 13 км вертикальное ускорение составило 0.7g а горизонтальное 1.25g. В момент землетрясения произошло сжатие бортов ущелья на 2.4 см, а в скальном массиве у левого борта зафиксировано смещение до 20 см по горизонтали и до 25 по вертикали. При этом пиковые ускорения движения грунта, и горизонтальные, и вертикальные, оказались значительно больше в верхней части плотины, чем в нижней [Бронштейн, 2010].

Группа разрывных деформаций сжатия в рыхлых отложениях со смещениями крыльев разрывов имеет значение как показатель именно моментального разрывообразования при достижении предела прочности, поскольку (в отличие в ряде случаев от пликативных деформаций) свидетельствует о жестком излучении. Таковое при землетрясениях характерно для очаговых и приэпицентральных областей, а не для зон среднеудаленных и дальних пунктов с ослабленными сотрясениями. Так возможно локализовать, если не первичные, очаговые, разрывы на поверхности, то эпицентральные области мощных землетрясений прошлого, особенно, если поблизости находятся молодые разрывы в скальном фундаменте.

Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ 16-05-00727а.

Список литературы

1. *Бронштейн В.И.* Повреждения плотин при землетрясениях и методы их сейсмоусиления // Геориск. 2010. № 3. С. 36–44.

2. *Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В.* Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 255–258.

3. *Никонов А.А.* Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа // Геоморфология. 1995. № 1. С. 4–10.

4. *Никонов А.А.* К переоценке сейсмического потенциала Северо-Западного региона – палеосейсмогеологический подход // Проблемы геодинамики, сейсмичности и минерагении подвижных поясов и платформенных областей литосферы: Матер. Междунар. конф. Екатеринбург: Ин-т геофизики УрО РАН, 1998. С. 131–133.

5. *Никонов А.А.* Становление и развитие палеосейсмологии в ИФЗ РАН. В. кн.: Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН. 2003. С. 90–100.

6. *Никонов А.А.* Сейсмогенные деформации в рыхлых отложениях – опыт классификации / Фундаментальные проблемы геотектоники. Матер. XL Тектонического совещания. 2007а. М.: ГЕОС. Т. 2. С. 55–58.

7. *Никонов А.А.* Сейсмодеформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Матер. Всеросс. совещ. «Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии». Иркутск. 2007б. С. 54–59.

8. *Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А., Зыков Д.С., Сергеев А.П.* Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты: Матер. XXXIV Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 83–86.

9. *Никонов А.А., Мийдел А.М.* Обнаружение сейсмогенных деформаций в отложениях на южном побережье Финского залива // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 6. С. 799–804.

10. *Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В.* Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. P. XX1-33XX.

11. *Subetto D.A.,* et al. Catastrophic changes of the Karelian Isthmus hydrographic network in the Late glacial – Holocene: palaeoseismological origin // Peribaltic Simp. INQUA. Rovaniemi. 2017.

ОПОРНЫЕ УЧАСТКИ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА – МЕТОДЫ, СПОСОБЫ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ, РЕЗУЛЬТАТЫ

KEY-PLOTS OF HOLOCENE PALEOSEISMOLOGICAL RESEARCH IN RUSSIAN PART OF THE FENNOSCANDIAN CRISTALLINE SHIELD: METHODS, PARAMETRIZATION TECHNICS, RESULTS

А.А. Никонов[1], С.В. Шварев[1, 2], С.Б. Николаева[3], М.В. Родкин[4]

[1] Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
nikonov@ifz.ru
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия
shvarev@igras.ru, shvarev@ifz.ru
[3] Геологический Институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия
nikolaeva@geoksc.apatity.ru
[4] Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН
rodkin@mitp.ru

A.A. Nikonov[1], S.V. Shvarev[1, 2], S.B. Nikolaeva[3], M.V. Rodkin[4]

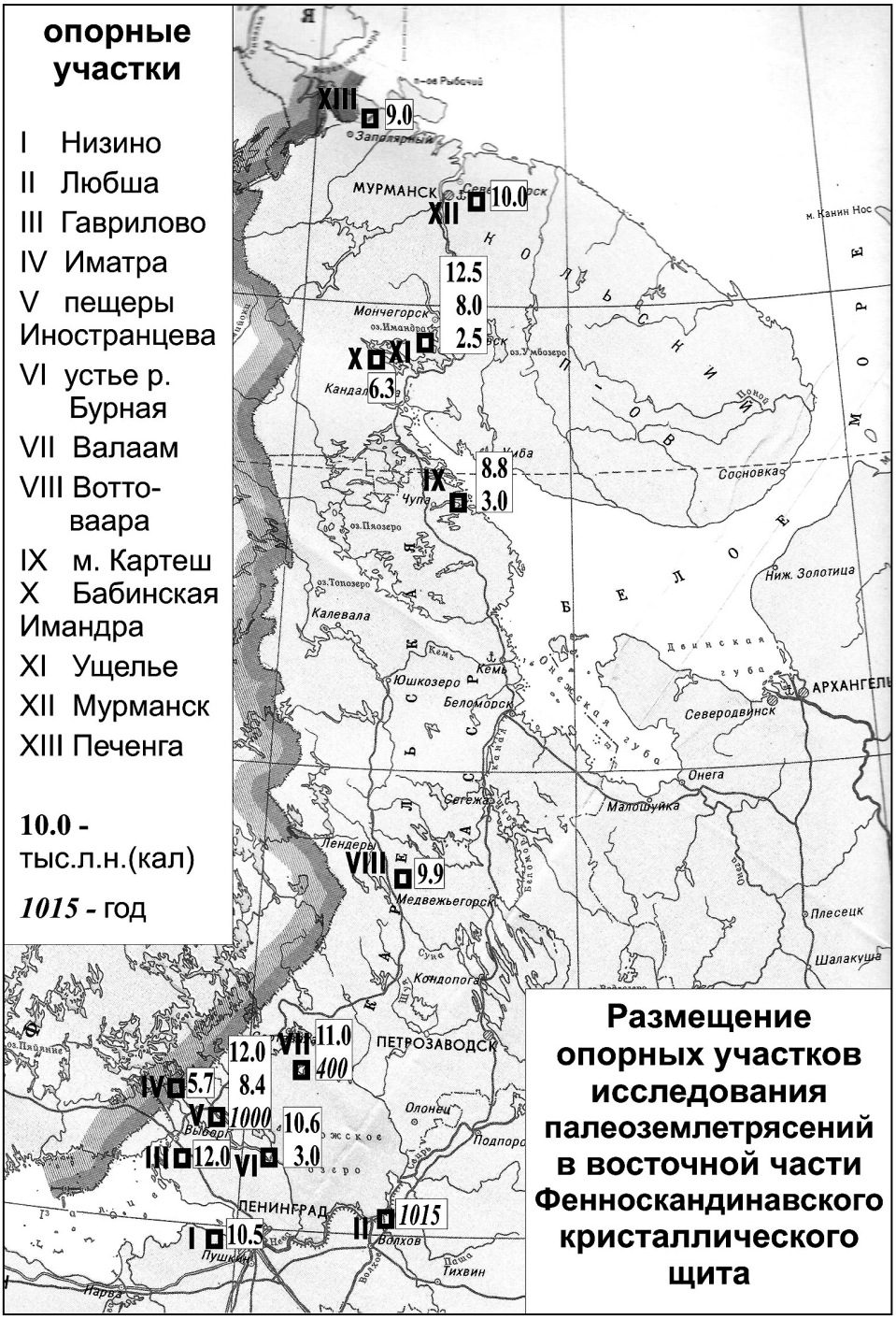
[1] Shmidt Institute of physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
[2] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[3] Geological Institute Kola SC RAS, Apatity, Russia
[4] International Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics RAS, Moscow, Russia

Работа ведется в рамках научного направления палеосейсмогеология, основанного отечественной Иркутской школой и бурно развивающегося во всем мире [Палеосейсмология, 2011]. Разработки по палеосейсмогеологии и выделению активных разломов в восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита (ФСКЩ) осуществлялись с 90-х гг. прошлого века в Карелии А.Д. Лукашовым с коллегами и Д.С. Зыковым, а затем на Кольском п-ове С.Б. Николаевой, в Ленинградской области А.А. Никоновым, А.П. Сергеевым, С.В. Шваревым [Лукашов, 2004; Никонов, 2007; Родкин и др., 2012; Никонов и др., 2014; Никонов, Шварев, 2015; Николаева и др., 2016; Шварев и др., 2018 и мн. др.]. В последнее десятилетие они проводятся авторами по всему региону, включая не только сбор и анализ фактического материала по участкам, но и разработку методических подходов в расширенном наборе, выявление сейсмотектонических связей, изучение сопутствующих процессов и прояснение вопросов региональной геодинамики.

Подход авторов включает следующие разработки: 1) активная тектоника (поздний плейстоцен, голоцен), как она отражена на поверхности, в четвертичном покрове и в породах фундамента; 2) выделение по отработанным критериям нарушений геологической среды и рельефа деформаций именно сейсмогенных; 3) использование современных методов полевой геологии, тектоники, геоморфологии, четвертичной геологии, включение в рассмотрение материалов по хроностратиграфии, геохронологии, палеогеографии, археологии, сейсмологии. В развиваемом подходе палеосейсмология вместе с сейсмотектоникой и изучением активных разломов позволяет выявлять характеристику зон возникновения сильных землетрясений и давать геодинамические решения. Идентифицируются палеособытия с интенсивностью ≥VII–VIII баллов за 12–14 тыс. лет.

На юго-восточном фланге ФСКЩ медленный и постепенный процесс перекоса земной коры и поверхности с С-З на Ю-В при дегляциации и до настоящего времени изучен обстоятельно. Но в тени оставалась, особенно у палеогеографов, очень важная составляющая (сопровождающая) этого процесса, а именно, мощные всплески сейсмичности с тектоническим подвижками и изменениями в ландшафте вплоть до кардинальных.

Сейсмодеформации, даже сильные, используются нами для выделения эпицентральных областей только при обнаружении таковых поблизости от активных разломов с разрывными нарушениями молодого возраста. Положение эпицентральной области палеоземлетрясения определяется по максималь-



ным размерам сейсмодеформаций в округе, с учетом активных разломов, возраст – по результатам радиоуглеродного анализа соответствующих слоев, интенсивность воздействий по шкале INQUA-2004 [The INQUA…, 2004] и по полуколичественным соотношениям деформированных отложений [Никонов, 2007]. Магнитуда события оценивается двумя путями, по корреляции с интенсивностью деформаций в рыхлых отложениях, и напрямую по выработанному авторами методу определения массовых скоростей перемещения в скальных породах [Родкин и др., 2012].

В число опорных участков из множества изученных объектов включены лишь те, где к настоящему времени удалось выполнить исследовательскую триаду – 1) поиск и обнаружение объектов, 2) документация и обоснование (после перебора вариантов) сейсмического генезиса нарушений, 3) характеристика каждого выявляемого события в виде стандартной в сейсмическом каталоге параметрической строки.

В число опорных участков включено несколько таковых в разных частях региона, где, начиная с позднеледниковья, в каждом параметризовано по

несколько разновременных событий с $M \geq 6$, или также с $M \geq 5.5$. Общее количество обнаруженных участков, пунктов, событий значительно превышает число землетрясений, которые удалось параметризовать и внести в каталог, а тем более, попавших в опорные участки.

Ставший известным к настоящему времени массив параметризованных событий дает возможность наметить несколько заслуживающих специального внимания пространственных и временных закономерностей возникновения землетрясений умеренной силы и особенно сильных.

Наиболее сейсмически активной (по удельной выделенной энергии) определяется северная часть региона в полосе 69–67° с.ш. К Ю и Ю-В число и сила землетрясений значимо убывают. В структурно-динамическом отношении очаги землетрясений тяготеют к новейшим грабенам Кандалакшскому, Онежскому, Ладожскому, а также к линейным сейсмогенерирующим зонам Мурманской, Вуоксинской, Выборгской, так что образуют активные (в масштабе тысячелетий) сейсмолинеаменты. В целом эти закономерности согласуются с распределением землетрясений в последние 100–300 лет.

Во временном распределении событий, фиксированных с начала позднеледниковья, явно преобладают ранние (14–10 тыс. кал. л.н.). Тогда же, видимо, возникало и больше самых сильных землетрясений. Вместе с тем, и в среднем и даже в позднем голоцене, в разных частях региона сильные (разрушительной силы) события возникали с тысячелетними интервалами. Всего за последние 14 тыс. лет в каталог попало 39 событий с $M \geq 6.6$, а за последние 6 тыс. л. 12 из них. Событий с $M \geq 6$ удалось обнаружить и обработать за период $\leq$3 тыс. л. 35, а за последние 500 лет – 5. Вместе с новыми сейсмотектоническим знаниями это дает возможность предметно рассматривать сейсмогенез в регионе в отношении влияния гляциоизостазии и плейт-тектоники, и учитывать в палеогеографических исследованиях.

Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ 16-05-00727а.

Список литературы

1. *Лукашов А.Д.* Геодинамика новейшего времени. В кн. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск. 2004. С. 150–191.

2. *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.* Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2016. Т. 469. № 2. С. 199–203.

3. *Никонов А.А.* Сейсмодеформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Матер. Всеросс. совещ. «Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Ц. и В. Азии». Иркутск. 2007. С. 54–59.

4. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Матер. Междунар. конфер. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности» 23–25 сентября 2015 г. Нерюнгри. 2015. С. 243–251.

5. *Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Биске Г.С., Маринин А.В.* Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // ДАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 591–596.

6. Палеосейсмология. Под ред. Д. Мак-Калпина. В 2-х т. М.: Научный мир. 2011.

7. *Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В.* Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. P. XX1-33XX.

8. *Шварев С.В., Никонов А.А., Русаков А.В.* Геоморфологические и палеогеографические условия формирования клиновидных деформаций в рыхлых отложениях юго-восточной периферии Фенноскандинавского щита (опорный участок «Низино») // Геоморфология. 2018. № 1.

9. The INQUA scale. An innovative approach for 25 assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment. Roma: SystemCart, 2004. 118 p.

ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ НА ЮЖНОЙ ГРАНИЦЕ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

LANDSCAPE DYNAMICS AT THE SOUTHERN BOUNDARY OF THE FOREST ZONE OF THE EAST EUROPEAN PLAIN DURING THE HOLOCENE

Е.Ю. Новенко[1,2], Л.С. Шумиловских[3,4], О.В. Руденко[5], И.С. Зюганова[2], К.В. Дюжова[6]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия
lenanov@mail.ru;
[3] Геттингенский университет им. Георга-Августа, Германия
[4] Томский государственный университет, Томск, Россия
shumilovskikh@gmail.com
[5] Орловский государственный университет, Орел, Россия
olrudenko2011@yandex.ru
[6] Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия
kristi_kras007@mail.ru

E.Yu. Novenko[1,2], L.S. Shumilovskikh[3,4], O.V. Rudenko[5], I.S. Zyuganova[2], K.V. Duyzhova[6]

[1] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography Russian Academy of Science, Moscow, Russia
[3] Georg-August-University of Goettingen, Goettingen, Germany
[4] Tomsk State University, Tomsk, Russia
[5] Orel State University, Orel, Russia
[6] Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

Динамика границы леса и степи в голоцене до настоящего времени остается одной из важных и актуальных проблем в изучении палеогеографии четвертичного периода. Исследования проведены на территории Среднерусской возвышенности в Тульской, Орловской и Курской областях. Для реконструкции изменения ландшафтных условий в среднем и позднем голоцене были использованы палинологические и карпологические данные пяти болот: Клюква (53.8348° с.ш., 36.2524° в.д.), Селихово (53.2282° с.ш., 35.7748° в.д.), Источек (54.0680° с.ш., 37.5132° в.д.), Подкосьмово (53.6703° с.ш., 38.5905° в.д.) и Суджа (51.1375° с.ш., 35.2881° в.д.). Болота Клюква, Селихово и Источек расположены в зоне хвойно-широколиственных и широколиственных лесов, болота Подкосьмово и Суджа находятся в зоне современной лесостепи. Реконструкция лесистости модельных участков (отношение лесопокрытой территории к общей площади участка) выполнена методом «лучших аналогов» по данным спорово-пыльцевого анализа и дистанционного зондирования [Novenko et al., 2014].

Палинологические данные разреза болота Клюква (возраст торфяной залежи разреза 9370±100 кал. л.н.), расположенного в бассейне Верхней Оки на северо-западе Среднерусской возвышенности свидетельствуют о том, что на протяжении всего времени накопления органогенных отложений на прилегающей территории были распространены лесные ландшафты (рис. 1). Леса занимали более 50% территории. Реконструкция изменений растительности по палеоботаническим данным болота Источек на территории лесного массива Тульских засек (возраст подошвы торфа 6560±100 кал. л.н.) и болота у села Селихово на западе Среднерусской возвышенности (возраст подошвы торфа 6830±80 кал. л.н.), свидетельствуют о том, что во второй половине атлантического периода голоцена (7000–5000 кал. л.), растительный покров изучаемой территории был неоднородным и состоял из сообществ лесных, лугово-степных и болотных местообитаний и, возможно, был подобен современной северной лесостепи, которая в настоящее время представляет собой мозаичный экотон, где пространства лугов и луговых степей чередуется с массивами леса. Травянистая растительность была представлена разнотравными (луговыми) сообществами, в которых преобладающая роль

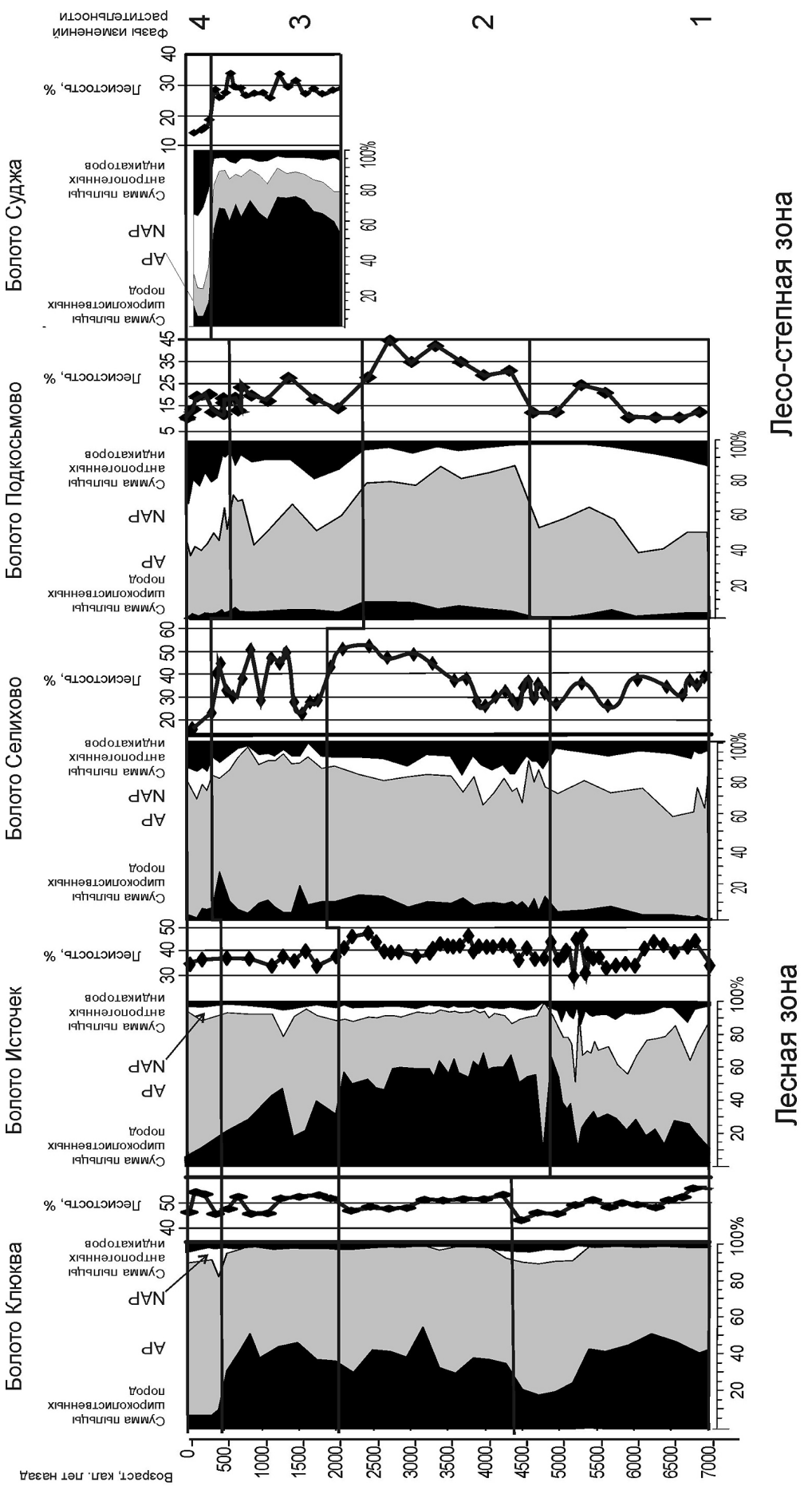


Рис. 1. Сопоставление палинологических данных по изученным разрезом и реконструкция лесистости в среднем и позднем голоцене

принадлежит мезофильному разнотравью. Лесные сообщества были образованы сосной и широколиственными породами деревьев. В отложениях присутствуют эндокарпы степной вишни (*Prunus fruticosa*), современная область распространения которой ограничена степной и лесостепной зонами. Лесистость составляла 30–40%. В этот же период в юго-восточной части Среднерусской возвышенности (в районе Куликова поля, данные болота Подкосьмово, начало накопления торфа 5040±100 кал. л.н.) водораздельные пространства были заняты травяными сообществами (луговыми степями), лесистость не превышала 20%. Согласно полученным данным южная граница лесной зоны находилась на 50–70 км севернее ее современного положения.

Около 5000 кал. л.н. площади лесных сообществ из дуба, вяза и липы в полосе экотона леса и степи значительно увеличились, что возможно, связано с похолоданием и увлажнением климата в начале суббореального периода голоцена [Wanner et al., 2008]. Южная граница лесной зоны продвинулась к югу. Согласно результатам проведенных исследований, в окрестностях болот Клюква и Источек были распространены широколиственные леса из дуба, липы, вяза, клена и ясеня. В отложениях определены плоды липы и семена клена. В окрестностях торфяника Селихово произрастали широколиственно-сосновые леса. Лесистость возросла до 50–55%. Начиная примерно с 4200 кал. л.н. в пыльцевых спектрах появляется граб. Постепенно на Среднерусской возвышенности начинает распространяться ель, что также отражено в спорово-пыльцевых спектрах торфяных отложений рассмотренных ключевых участков.

Существенные изменения растительности в окружении болот Селихово и Источек растительности произошли в период 1700–2000 кал. л.н., что очевидно связано освоением этой территории человеком. Резкий подъем кривой пыльцы березы в этот период, увеличение на порядок содержания частиц угля в торфе и появление культурных злаков и видов-индикаторов антропогенного воздействия на растительность (пыльца и макроостатки), указывают на нарушение растительного покрова, вызванного деятельностью человека. В это же время в окрестностях болот Клюква и Суджа (возраст торфяной залежи 2013±45 кал. л.н.) сохраняются широколиственные леса, антропогенные нарушения растительного покрова были незначительны. В лесостепной области в районе болота Подкосьмово начало существенных изменений растительности, вызванных деятельностью человека, относится к рубежу 2500 кал. л.н.

В период 1700–1000 кал. л.н. прослеживается несколько фаз уничтожения и восстановления лесов на изучаемой территории. Ослабление антропогенного пресса в регионе около 700–300 кал. л.н. привело к восстановлению коренной растительности: в пыльцевых спектрах возросло участие дуба и вяза. Реконструированы колебания лесистости территории в пределах 20–50%. В Согласно полученным данным снижение лесистости территории экотона леса и степи (до 15–25%) и движение границы леса к северу в период 1700–2000 кал. л.н. было вызвано не климатическими причинами, а действием человека. Происходит тотальная вырубка и распашка территории лесостепи.

Как показали исследования на всех ключевых участках последние 300–400 лет стали критическими в развитии природной среды. Естественную растительность сменили агроландшафты и вторичные леса, широколиственные леса сохранились на небольших участках. Лесистость сократилась до 20–30% в окрестностях болот Клюква и Источек и до 7–10% в районах болот Суджа, Селихово и Подкосьмово.

Исследования болот Источек и Селихово и реконструкция лесистости выполнена Е.Ю. Новенко при поддержке проекта РНФ № 16-17-10045. Исследования торфяника Суджа проведены Л.С Шумиловских в рамках гранта РФФИ № 16-36-00293.

Список литературы

1. *Novenko E.Yu., Eremeeva A.P., Chepurnaya A.A.* (2014) Reconstruction of Holocene vegetation, tree cover dynamics and human disturbances in central European Russia, using pollen and satellite data sets // Vegetation History and Archaeobotany, 2014. Vol. 23. P. 109–119.

2. *Wanner H., Beer J., Bütikofer J.* et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview // Quaternary Science Reviews, 2008. Vol. 27. P. 1791–1828.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭТАПОВ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗ ШЕЛЬФОВЫХ КОЛОНОК

RECONSTRUCTION OF THE STAGES OF LAPTEV SEA HOLOCENE TRANSGRESSION BASED ON MICROPALEONTOLOGICAL DATA FROM SHELF SEDIMENT CORES

Я.С. Овсепян[1], Е.Е. Талденкова[2], Х.А. Баух[3]

[1] ГИН РАН, Москва, Россия
yaovsepyan@yandex.ru
[2] Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
etaldenkova@mail.ru
[3] ГЕОМАР, Киль, Германия
hbauch@geomar.de

Ya.S. Ovsepyan[1], E.E. Taldenkova[2], H.A. Bauch[3]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[3] GEOMAR,Kiel, Germany

В результате послеледниковой трансгрессии образовался современный шельф моря Лаптевых. Уровень моря поднялся примерно на 120 метров по сравнению с эпохой последнего ледникового максимума. Затопление территорий происходило по палеодолинам рек с образованием ингрессивных заливов (эстуариев), которые продвигались вглубь суши. По мере затопления новых территорий происходило смещение депоцентров осадконакопления на юг, в сторону мелководного шельфа, что стало причиной резкого снижения скоростей седиментации на континентальном склоне, а затем и на внешнем и среднем шельфе [Bauch et al., 2001].

Колонки морских осадков хорошо иллюстрируют последовательную смену комплексов микрофауны в процессе трансгрессии. Материал для исследований был получен в рейсе нис «Поларштерн» 1998 года, в экспедиции ТРАНСДРИФТ V. Колонки приурочены к областям повышенной мощности морских голоценовых осадков в палеодолинах крупнейших рек региона: Лены (PS51/138-12, глубина моря 45 м), Хатанги (PS51/159-11, 60 м) и Яны (PS51/135-4, 51 м). Все колонки имеют возрастную модель, полученную на основе радиоуглеродных датировок и отражают изменения окружающей среды за последние 12.4 тыс. лет [Bauch et al., 2001; Талденкова и др., 2009].

Наиболее показательным среди изученных разрезов является распределение микрофауны в колонке PS51/159-10, с внешнего шельфа западной части моря Лаптевых. По смене сообществ фораминифер колонку можно разделить на 4 интервала.

В нижнем интервале I (11.8–12.4 тыс. лет назад) доминирует один оппортунистический вид *Elphidium clavatum*. В некоторых пробах насчитывающих более 1000 фораминифер на 100 г осадка, его доля может достигать более 95%. Также в бентосном сообществе встречаются редкие раковины *Buccellafrigida*, *Quinqueloqulina* spp. и эльфидиид. Подобный состав характерен для современных сообществ фораминифер внешних зон эстуариев со стрессовой средой для жизни других видов [Polyak et al., 2002].

В интервале II (10.2–11.8 тыс. лет назад) отмечается тенденция к улучшению видового разнообразия. В комплексе фораминифер резко уменьшается количество *E. clavatum* (20–40%) и доминирующими (до 80%) становятся виды характерные для опресненных районов мелководного шельфа: *Elphidiumincertum*, *E. bartletti*, *Haynesinaorbiculare*, *B. frigida*, *Elphidiella groenlandica*, *Polymorphina* spp [Polyak et al., 2002]. Из группы, относящейся к зоне среднего шельфа, удаленного от влияния рек, увеличивается доля *Elphidium subarcticum*, *Quinqueloqulina* spp., впервые появляется *Pyrgo williamsoni* и арктический оппортунистический вид *Cassidulina reniforme*.

Вверх по разрезу в интервале III (7.3–10.2 тыс. лет назад) доля видов, характерных для опресненных обстановок, сокращается до 40–50%, за счет

увеличения более глубоководного вида *C. reniforme* (30–40%). Группы видов среднего шельфа становится более разнообразной, благодаря появлению *Nonion labradoricum*. Его присутствие вместе с ярко выраженными пиками общей численности около 10 тыс. лет назад служит доказательством высокой продуктивности поверхностных вод. Фораминиферы внешнего шельфа и континентального склона практически отсутствуют, они представлены редким *Astrononion gallowayi* на уровне 1%. В интервале III происходит переход от мелководных обстановок к глубоководным, что соответствует современному среднему шельфу моря Лаптевых.

В интервале IV (0.4–7.3 тыс. лет назад) до 50% комплекса составляют фораминиферы экологической группы внешнего шельфа и континентального склона. Она представлена, главным образом, *Islandiellanorcrossi*. Также растет число раковин арктического оппортунистического вида *C. reniforme* (до 60%). Виды *Melonis barleeanus*, *A. gallowayi*, *Cibicideslobatulus* присутствуют в образцах редко, видимо, для них больше подходят условия континентального склона. В то же время содержание фораминифер группы внутреннего шельфа и оппортунистического *E. clavatum* постепенно уменьшается вверх по разрезу. Комплекс внешнего шельфа после 7.3 тыс. лет назад приобретает типичные черты своего современного аналога.

В целом колонка PS51/159-10 отражает четкий тренд развития сообществ фораминифер вслед за повышающимся уровнем моря: от приустьевых мелководный обстановок до нормально морских условий внешнего шельфа.

Данные по колонкам PS51/135-4 и PS51/138-12 со среднего шельфа из восточной части моря Лаптевых в определенной степени повторяют последовательную смену соотношения экологических групп, описанную выше. Колонки также подразделяются на интервалы. Время существования комплексов во всех разрезах разное и связано с глубиной их положения на шельфе.

Начальный этап стадии затопления эстуариев с неблагоприятными условиями, в которых доминирует оппортунистический вид *E. clavatum*, в колонке PS51/135 отмечается 11.3–11.4 тыс. лет назад, а в PS51/138 – 10.7–11.2 тыс. лет назад.

Вверх по разрезу немного сокращается содержание *E. clavatum*, а максимальное содержание имеет группа видов мелководного шельфа: *E. incertum*, *E. bartletti*, *H. orbiculare*, *B. frigida*, *Polymorphina* spp. Это соответствует фазе затопления зоны внутреннего шельфа (PS51/135 – 9.6–11.3 тыс. лет назад, PS51/138 –9.2–10.7 тыс. лет назад).

После 9.2–9.6 тыс. лет назад в обеих колонках отмечается улучшение условий и увеличение биоразнообразия. В комплексе фораминифер преобладает *C. reniforme*и виды среднего шельфа, переносящие незначительное опреснение. После 5.8 тыс. лет назад в колонке PS51/138 комплекс микрофауны соответствует современному (верхняя часть PS51/135 размыта).

Работы выполнены в рамках бюджетной темы ГИН РАН № 116032510034 (тема ФАНО № 0135-2014-0034) и гранта РФФИ 15-05-08497.

Список литературы

1. *Талденкова Е., Баух Х., Степанова А., Погодина И., Овсепян Я., Зимстих Й.* Изменения палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского в ходе послеледниковой трансгрессии (по ископаемой бентосной фауне) / В кн.: Система моря Лаптевых и прилегающих арктических морей: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 384–409.

2. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. V. 31 P. 125–139.

3. *Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A.* Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // Journal of Foraminiferal Research. 2002. V. 32. №. 3. P. 252–273.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОСТРУКТУРЫ ЭМАЛИ ЩЕЧНЫХ ЗУБОВ ПОЛЕВОК (ARVICOLINAE, CRICETIDAE) ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЗВЕРИНОГОЛОВСКОЕ (ЮЖНОЕ ЗАУРАЛЬЕ)

ENAMEL MICROSTRUCTURE IN THE MOLARS OF VOLES (ARVICOLINAE, CRICETIDAE) FROM ZVERINOGOLOVSKOYE LOCALITY (SOUTHERN TRANS-URALS)

Д.Д. Овчинникова, А.А. Якимова

Уральский Федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия
ovchik-sanloveyaoi@mail.ru, albinchik.yakimova@mail.ru

D.D. Ovchinnikova, A.A. Yakimova

Ural Federal University named after the First President of Russia B.N. Yeltsin, Ekaterinburg, Russia

Изучение микроструктуры эмалевой стенки коренных зубов полевок дает важную информацию для систематических исследований, а также для стратиграфии, благодаря неодновременной смене типов структур в разных линиях на разных стратиграфических уровнях. Интересна для изучения триба Lagurini в сравнении с мимомисной группой. Обе группы проходят две фазы эволюции типа эмалевой структуры. В течение первой фазы происходит максимальное усложнение эмалевого строения, а в течение второй – частичное упрощение. Из-за различий в степени развитости эмалевой структуры в первой фазе, а также различий в продолжительности фаз сходство развития лагурин и мимомисной группы рассматривается как параллелизм [Тесаков, 2004].

Целью данной работы является изучение и сравнение морфологических особенностей строения эмали представителей цементных и бесцементных верхнеплиоценовых полевок. Для изучения были выбраны два первых нижних щечных зуба из местонахождения Звериноголовское, т. 109 (сборы 2016 года). Один зуб, принадлежащий к группе цементных полевок, определен как *Mimomys hintoni*, а второй, принадлежащий к группе бесцементных полевок, – как *Borsodia* cf. *novoasovica*.

Анализ эмали проведен с использованием электронного микроскопа TESCAN VEGA3 (Чехия) ИЭРиЖ УрО РАН. Подготовка образцов для исследования микроструктуры эмали проводилась стандартным методом, предложенным В. фон Кенигсвальдом [Тесаков, 2004]. Терминология структур эмали следует А.С. Тесакову [2004]. Классификация типов микроструктуры эмали полевок по Г. Рабедеру с изменениями В. фон Кенигсвальда и А.С. Тесакова [Тесаков, 2004], классификация толщины эмалевой стенки – по А.В. Бородину [2009].

Анализ микроструктуры эмали зуба цементной и бесцементной полевки показал, что оба моляра обладают пахикнемным типом строения эмали. Для такого типа характерно наличие на ведущих краях основных треугольников двух типов эмали: радиальной, которая составляет наружный слой, и пластинчатой, из которой состоит внутренний слой. Слой пластинчатой эмали в процессе эволюции расширяется, а углы между кристаллитовыми тяжами становятся более отчетливыми.

Замыкающие и завершающие края состоят из двух слоев: наружного, образованного тангенциальной эмалью, и внутреннего, образованного радиальной эмалью. Отношение толщины наружного слоя к толщине внутреннего во всех случаях составляет приблизительно 1:1. На замыкающих краях у *B.* cf. *novoasovica* это 0,026 мм и 0,026 мм, у *M. hintoni* – 0,029 мм и 0,031 мм. На завершающих краях у *B.* cf. *novoasovica* – 0,34 мм и 0,32 мм, у *M. hintoni* – 0,46 мм и 0,43 мм.

Сравнение *M. hintoni* и *B.* cf. *novoasovica* показало также некоторые различия в строение эмали исследованных моляров. Эмаль *M. hintoni* дифференцирована по мимомисному типу, при котором толщина ведущих краев меньше толщины замыкающих краев: толщина ведущего края в среднем по основным треугольникам – 0,054 мм, замыкающего края – 0,073 мм. При этом наблюдается некоторое утончение эмали в глубине входящих углов. Эмаль *B.* cf. *novoasovica* того же возраста имеет практически равновеликую толщину: толщина ведущего края в среднем по основным треугольникам – 0,053 мм, замыкающего края – 0,056 мм.

Разница отмечена также и в степени развития пластинчатой эмали на ведущих краях основных эмалевых треугольниках. *B.* cf. *novoasovica* обладает слоем примитивной пластинчатой эмали толщиной

0,015 мм, которая только начала образовываться в центре и не подавила внутренний слой радиальной эмали, толщина которого составляет 0,009 мм. *M. hintoni*, в свою очередь, имеет более отчетливый и толстый слой развитой пластинчатой эмали толщиной 0,017 мм, внутреннего слоя радиальной эмали при этом нет. Оба образца имеют достаточно толстый наружный слой радиальной эмали на ведущих краях: 0,028 мм у *B.* cf. *novoasovica* и 0,032 мм у *M. hintoni.*

Следовательно, *Mimomys hintoni* более продвинут в эволюционном отношении, чем *Borsodia* cf. *novoasovica* того же возраста, так как имеет более развитую пластинчатую эмаль на ведущих краях основных эмалевых треугольников.

Список литературы

1. *Бородин А.В.* Определитель зубов полевок Урала и Западной Сибири (поздний плейстоцен–современность). Екатеринбург: УрО РАН. 2009. 100 с.

2. *Тесаков А.С.* Биостратиграфия среднего плиоцена-эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). Москва: Наука. 2004. 247 с.

3. *Koenigswald W., Tesakov A.* The evolution of the schmelzmuster in Lagurini (Arvicolinae, Rodentia) // Paläontographica Abteilung A.1997. 245 (1-6). P. 45–61.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КУЛЬТУРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СТОЯНКИ ЭПОХИ ОЛДОВАНА МУХКАЙ IIA (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)

FEATURES OF CULTURAL LAYERS FORMATION OF OLDOWAN SITE MUHKAI IIA (NORTH-EASTERN CAUCASUS)

Д.В. Ожерельев

Институт археологии РАН, Москва, Россия
dim_as_oj@mail.ru

D.V. Ozherelyev

Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia

Стоянка эпохи олдована Мухкай IIа была обнаружена в 2012 году. Расположена она на водораздельном участке рр. Акуша и Усиша в Центральном Дагестане. Абсолютная высота над уровнем моря составляет 1581 м. Водораздел рек в районе стоянки в основании сложен третичными известняками и глинами, кровлю формируют останцовые участки раннеплейстоценовых отложений. Стоянка Мухкай IIа приурочена к толще отложений памятника Мухкай II, общая мощность которой насчитывает 73 м. По литолого-фациальному принципу толща подразделяется на пять пачек. Каждая из пачек характеризует определенные палеогеографические условия и соответствует различным этапам раннего плейстоцена [Амирханов, 2016].

Культурные слои памятника Мухкай II (всего 35 слоев с каменными находками) обнаруживаются на всех уровнях единой толщи. Каждый из слоев является, по сути, отдельной стоянкой и заслуживает отдельного изучения. В подавляющем большинстве обработанные каменные изделия связаны со слоями галечников (слои 25, 34, 74 и т.д.), имеющими пролювиально-аллювиальный генезис. Находки здесь включены в толщу литологического слоя и, по всей видимости, находятся не в первоначальном залегании. Тем не менее кремневые изделия неокатаны, в подавляющих случаях непатинированы. Это говорит о минимальных расстояниях переноса археологического материала. Выявление древних уровней обитания в этих слоях не исключается, но требует определенной методической подготовки и навыков исследователя.

В нескольких слоях (слои 60, 78, 80) культурные останки обнаружены в суглинистых отложениях.

Здесь же обнаруживаются и фаунистические находки, находящиеся в едином стратиграфическом и культурном контексте с обработанными каменными находками [Амирханов, Ожерельев, 2011].

Подобная ситуация была выявлена на отдельном местонахождении – стоянке Мухкай IIа. Глубина залегания ее культурных слоев в единой толще составляет 37,7–39,0 м от условного нулевого репера. В 2013–2015 гг. здесь проводились раскопочные работы, было вскрыто 42 кв.м. площади стоянки. Было обнаружено 3 культурных слоя (номенклатурные номера 2013-1, 2013-2, 2013-3), в которых выявлены находки каменных изделий и кости животных в едином стратиграфическом контексте в непереотложенном (in situ) положении. Культурные останки здесь находятся в первоначальном залегании, находки строго локализованы и приурочены к древним участкам рельефа, постдепозиционные нарушения в слое не фиксируются, вторичная «разнесенность» по вертикали отсутствует. Мощность культурных слоев 10–15 см, они разделены между собой стерильными прослоями суглинка. Каждый из слоев представляет собой уровень обитания древнего человека. Причем каждый из этих уровней запечатлел единовременное либо ограниченное во времени пребывание здесь древнего Homo. Коллекция каменных находок для слоев следующая: слой 2013-1 – 181 экз., слой 2013-2 – 147 экз., слой 2013-3 – 84 экз. Среди находок единичные чопперы, желваки и обломки со сколами, орудия с ретушью (скребло, скребки, отщепы с ретушью), отщепы, обломки, чешуйки. В археологическом отношении каменная индустрия соответствует культуре олдована. В планиграфии всех трех слоев выявляется схожая структура, могущая объяснить организацию хозяйственной деятельности и, вероятно, жилого пространства первых Homo. Так, обитание древнего человека здесь проходило на берегу небольшого (около 1 м шириной) водотока со слаботекущей или стоячей водой. Водоток этот являлся, возможно, одним из притоков (старицей, меандром) более крупной реки либо впадал в небольшое озеро. В каждом из слоев обнаруживается две главные зоны: это участок водотока-промоины, определяющийся в качестве вытянутого углубления, и прибрежные участки. Структурное и стратиграфическое единство этих двух участков стоянки не вызывает сомнений. Обе зоны содержат археологические находки. На уровне слоев 2013-2 и 2013-3 углубление водотока заполнено многочисленными костями древних млекопитающих – останками расчленения туш животных. Наличие костей хищников говорит о жесткой пищевой конкуренции человека с плотоядными животными. Фаунистическая коллекция стоянки Мухкай IIа насчитывает 2489 целых и фрагментированных находок крупных млекопитающих. В костном материале отмечается значительное количество анатомических связок. Среди определимых костей выделяются следующие виды животных: *Canis etruscus, Vulpes alopecoides, Pliocrocuta perrieri, Lynx issiodorensis, Acinonyx pardinensis, Archidiskodon meridionalis, Equus (Allohippus) stenonis, Libralces gallicus, Eucladoceros senezensis, Gazellospira torticornis, Gazella bouvrainae, Gallogoral meneghinii, Crustacea* (определения М.В. Саблина, ЗИН). Фауна этой стоянки находит близкие параллели с материалами стоянки Мухкай II, слой 80 [Саблин и др., 2013]. Датировка фауны Мухкай IIа ~2,1–1,7 млн л.н. Обнаруженные в слое 2013-2 остатки мелких млекопитающих подтверждают эту датировку [см. Тесаков, Ожерельев, 2017, в этом сборнике]. На единичных костях фиксируются следы от работы каменными орудями, на кремневых орудиях в свою очередь также обнаруживаются следы от работы.

Мухкай IIа, вероятнее всего, является местом, где происходила первоначальная добыча и разделка туш животных. Стоянка является одним из древнейших археологических памятников на территории Ближнего Востока и Кавказа и характеризует собой появление первых Homo к северу от Главного Кавказского хребта. Уникальность его определяется полнотой и сохранностью археологических данных, что позволяет с высокой долей достоверности проводить исследования культуры олдована древнего человека Северо-восточного Кавказа, его природного окружения, климата, ландшафтов.

Работа поддержана проектами РФФИ №№ 17-06-00116.

Список литературы

1. *Амирханов Х.А.* Северный Кавказ: начало преистории / Х.А. Амирханов; Ин-т археологии РАН; Ин-т истории, археологии и этнографии ДНЦ РАН. Махачкала: Мавраевъ, 2016. 344 с.

2. *Амирханов Х.А., Ожерельев Д.В.* Мухкай II, слой 80 – новая стоянка эпохи олдована в Центральном Дагестане // Труды III (XIX) Всероссийского археологического схезда. М.-СПб.-Новгород, 2011. С. 16–17.

3. *Саблин М.В., Амирханов Х.А., Ожерельев Д.В.* Стоянка эпохи олдована Мухкай II: палеонтологические данные к датировке и реконструкции природного окружения // Российская археология, 2013. № 4. С. 7–19.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФАУНЕ ХАПРОВСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН – РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН) СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

NEW DATA ON THE KHAPRY FAUNAL COMPLEX (LATE PLIOCENE – EARLY PLEISTOCENE) FROM THE NORTH-EAST OF AZOV REGION

Н.А. Орлов[1], В.В. Титов[2], А.С. Тесаков[1]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия,
[2] Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия
orlovpaleo@yandex.ru, vvtitov@yandex.ru, tesak@ginras.ru

N.A. Orlov[1], V.V. Titov[2], A.S. Tesakov[1]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

В разрезах позднекайнозойских отложений северного берега Таганрогского залива между гг. Ростовом-на-Дону (Россия) и Мариуполем (Украина) известны многочисленные местонахождения костных остатков млекопитающих, приуроченные главным образом к аллювиальным песчаным свитам/террасам палео-Дона, перекрытым субаэральными красными глинами скифской формации и лессо-почвенными покровами. Широко известны местонахождения териофауны раннего плейстоцена (гелазия) в типовых разрезах у Ростова-на-Дону (Хапры, Мержаново, Морская). Здесь на цоколе из позднемиоценовых известняков (верхний сармат, мэотис) залегает мощная толща светлых кварцевых песков хапровской свиты, представляющей аллювий раннеплейстоценового Дона и/или С. Донца. Хапровская фауна с *Archidiskodon meridionalis gromovi, Equus livenzovensis, Eucladoceros dicranios tanaitensis*, *Gazellospira gromovae, Gazella* cf. *subgutturosa, Leptobos* sp., *Paracamelus alutensis* и др. стала основой для выделения В.И. Громовым [1948] хапровского фаунистического комплекса, в настоящее время – стандартного биохрона первой половины раннего плейстоцена для всей Восточной Европы [Титов, 2008]. Далее на запад, в окрестностях Таганрога и до приустьевой части Миусского лимана, основания береговых разрезов сложены аллювиально-лиманными осадками Донской аллювиальной системы среднего плейстоцена (Таганрог, Беглица, Платово и др.). Еще западнее, непосредственно к востоку от Мариуполя, строение береговых разрезов сходно с хапровскими обнажениями. Здесь в основании разрезов на цоколе из сарматских известняков залегает свита белых кварцевых песков, идентичных хапровским по литологии и териофауне [Мацуй и др., 1981; Мацуй, Моськина, 1988]. Из аллювиальных отложений в разрезах между селами Широкино и Безыменное была описана микротериофауна древнехапровского типа [Топачевский, 1965; Топачевский, Скорик, 1977; Несин, Рековец, 1993; Крохмаль, Рековец, 2010]. Согласно ревизии Тесакова [2004], проведенной на основании коллекции А.А. Круковера, она содержит *Mimomys hajnackensis, Mimomys hintoni, Borsodia novoasovica, Pliomys ucrainicus topacewskii* и относится к зоне MN16 европейской континентальной шкалы, раннему вилланию и раннему виллафранку. Сходная фауна (Ливенцовка G) была обнаружена И.М. Громовым в базальном аллювии Ливенцовки [Тесаков, 2004]. Переотложенные элементы древнехапровской микротериофауны найдены в захоронениях мелких млекопитающих тираспольского комплекса у с. Весело-Вознесенка (Платово). Эти данные дали основание дискуссии о стратиграфическом диапазоне хапровского аллювия и возможности конденсации в некоторых хапровских разрезах териофаун зон MN16 и MN17, т.е. фаун раннего и среднего виллафранка [Тесаков, 2004; Титов, 2008; Tesakov et al., 2007].

В последние годы нами получены новые данные о крупных млекопитающих хапровского комплекса из разреза у с. Широкино (Новоазовский р-н, Донецая обл., Украина). В 500 м восточнее с. Широкино в толще белых кварцевых песков обнаружен костный материал хорошей сохранности, принадлежащий в основном крупным млекопитающим, а также рыбам, пресмыкающимся и птицам. Место находки расположено вблизи уреза воды в береговом обрыве Азовского моря. Разрез по нашим наблюдениям и

данным Мацуя и др. [1981] имеет следующее принципиальное строение:

1. Известняки среднего сармата. Погружаются под урез Азовского моря по направлению к с. Широкино. Мощность до 2 м.

2. Пески белые, светло-серые, желтовато-серые, разнозернистые, кварцевые, горизонтально-косослоистые, местами ожелезнены гидроокислами железа. Видимая мощность 10–12 м.

3. Красно-бурые глины. В основании – пачка песков охристо-желтых, аркозовых. 5–7 м.

4. Лессо-почвенная серия. >10 м.

Возрастная модель разреза устанавливается по фауне млекопитающих. Отложения слоя 2 с хапровской фауной относятся к позднему плиоцену – началу раннего плейстоцена (концу пьяченция – началу гелазия), осадки пачки 2 с микротериофауной тираспольского комплекса [Мацуй, Моськина, 1988] – к первой половине среднего плейстоцена, покровная пачка 4 – к среднему-позднему плейстоцену [Возрин, 2005].

В кварцевых песках слоя 2 (по нашим сборам и коллекциям Зоологического института РАН*) определена следующая фауна позвоночных: Pisces: **Silurus* sp., *Rutilus rutilus*, *Scardinius erythrophthalmus*, *Leuciscus idus*, *Cyprinus* sp., *Abramis ballerus*, *Esox lucius*, Acipenseridae gen. (определения С.В. Куршакова и А.Н. Ковальчука), Geoemydidae cf. *Sakya* sp. (определение Е.В. Сыромятниковой), *Struthio* sp., *Trogontherium* sp., **Equus* (*Allohippus*) aff. *major*, Cervidae gen. cf. *Eucladoceros*, *Eucladoceros* sp. aut *Arvernoceros* sp., *Gazella* sp., *Gazellospira* sp., *Leptobos* cf. *etruscus*, *Paracamelus alutensis*, *Archidiskodon* sp., Carnivora gen., ?Hyaenidae (копролит).

Найденная ассоциация позвоночных воспроизводит ядро фауны хапровского фаунистического комплекса и указывает на перспективность изучения мегафауны хапровского аллювия в береговых разрезах у г. Мариуполя.

Список литературы

1. *Возгрин Б.Д.* К вопросу о валидности стратотипа широкинского климатолита антропогена // Биостратирафические критери розчленения и корреляции отложений фанерозоя Украины. К.: НАНУ, 2005. С. 85–87.

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

3. *Крохмаль А.И., Рековец Л.И.* Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. К.: Институт геологических наук НАН Украины, 2010. 300 с.

4. *Мацуй В.М., Христофорова Т.Ф., Шелкопляс В.Н.* Субаэральные отложения Северного Приазовья. К.: Наукова Думка,1981. 152 с.

5. *Мацуй В.М., Моськина О.Д.* Мелкие млекопитающие позднего кайнозоя Северного Приазовья и условия их захоронения // Палеонтологический сборник. – Львов, 1988. № 25. С. 52–56.

6. *Несин В.А., Рековец Л.И.* Микротериофауна плиоценовых местонахождений Широкино и Обуховка / Млекопитающие Украины. В.А. Топачевский (ред.). Киев: Наукова Думка, 1993. С. 23–39.

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

8. *Титов В.В.* Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. 264 с.

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

10. *Топачевский В.А.* Насекомоядные и грызуны ногайской позднеплиоценовой фауны. К.: Наукова Думка, 1965. 163 с.

11. *Топачевский В.А., Скорик А.Ф.* Грызуны раннетаманской фауны из тилигульского разреза. К.: Наукова Думка, 1977. 249 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ЧЕРНООЗЕРЬЕ II (ОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

NEW DATA ON GEOMORPHOLOGY, STRATIGRAPHY AND DATING OF THE SITE CHERNOOZERIE II (OMSK REGION)

Н.В. Осинцева[1],Т.А. Горбунова[2], И.В. Шмидт[2], Х. Штойбле[3]

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
[2] Омский государственный университет им. Ф.М. Достоевского, Омск, Россия
[3] Археологическое ведомство Саксонии, Дрезден, Германия
n_osinceva@mail.ru

N.V. Osintseva[1],T.A. Gorbunova[2], I.V. Shmidt[2], H. Stäuble[3]

[1] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia
[2] Dostoevsky Omsk State University, Omsk, Russia
[3] Archaeological Heritage Service, Dresden, Germany

Археологический памятник Черноозерье II расположен в южной части Западно-Сибирской равнины, в пределах левобережья долинного комплекса р. Иртыш, в его нижнем течении (Саргатское Прииртышье). Памятник был исследован в конце 1960 – начале 1970-х гг. экспедицией Уральского государственного университета под руководством В.Ф. Генинга и В.Т. Петрина. Результаты раскопок были опубликованы [1, 2], однако введенная в научный оборот информация продолжает и сегодня привлекать внимание специалистов разных наук. Особый интерес в геоархеологии она приобретает в связи с проблемами заселения Западно-Сибирской равнины в позднем плейстоцене – раннем голоцене, а также динамики культурного развития в меняющихся палеогеографических условиях.

Памятник Черноозерье II расположен в широкой левобережной части долины р. Иртыш. Абсолютные высоты поверхности изменяются от 62,5 м (урез воды р. Иртыш) до 71 м (южная окраина пос. Черноозерье). Увеличение высот происходит с юго-востока на северо-запад, от русла р. Иртыш к склону междуречной Нижнеиртышской равнины. В строении долины выделяют пойму и серию надпойменных террас. На поверхности террас распространены эоловые гривы, бугры и понижения. Гривы имеют преимущественно северо-восточную или восточную ориентировку. Их происхождение связывают с ложбинами стока талых ледниковых вод, а дальнейшую аккумуляцию материала – с действием эоловых процессов, развивавшихся в условиях сухого и холодного климата. Возраст эоловых отложений грив оценивается в 14–20 тыс. лет [3].

Памятник Черноозерье занимает одну из таких грив, расположенную вблизи бровки надпойменной террасы. Грива имеет вытянутую форму, простирается с юго-запада на северо-восток. Длина ее составляет около 700 м, ширина 150 м. В вертикальном разрезе грива асимметрична, крутой ее склон обращен к пойме р. Иртыш. Превышение вершины гривы над поверхностью поймы составляет 3–5 м, над поверхностью террасы – 1–2 м. Она сложена серыми неслоистыми рыхлыми среднезернистыми песками и супесями. На глубине около 2,5 м эоловые пески подстилаются флювиальными горизонтально-слоистыми песками с включениями мелкого и среднего гравия, являющимися отложениями надпойменной террасы Иртыша.

Данными полевого геоморфологического профилирования, полученными в ходе экспедиций 2015–2016 гг., сопоставленными с космическими снимками и с данными крупномасштабных топографических карт, установлено, что памятник Черноозерье II расположен на первой надпойменной террасе левого берега р. Иртыш, а не на второй надпойменной террасе, как это предполагалось в более ранних работах [4]. Об этом свидетельствует островное положение фрагмента террасы внутри поймы с характерным микрорельефом, ее относительные превышения над поймой и над уровнем реки. Поверхность гривы имеет абсолютные высоты 70–71 м, а урез воды р. Иртыш в районе Черноозерья составляет 62,5 м. Таким образом, превышение Чернозерской гривы над урезом воды составляет 8–9 м, а над поймой – 3–5 м, что соответствует положению первой надпойменной террасы Иртыша в его среднем течении. Данные об относительных высотах, полученные при анализе топографических карт, подтверждаются полевым геоморфологическим профилированием (рис.). В Саргатском При-

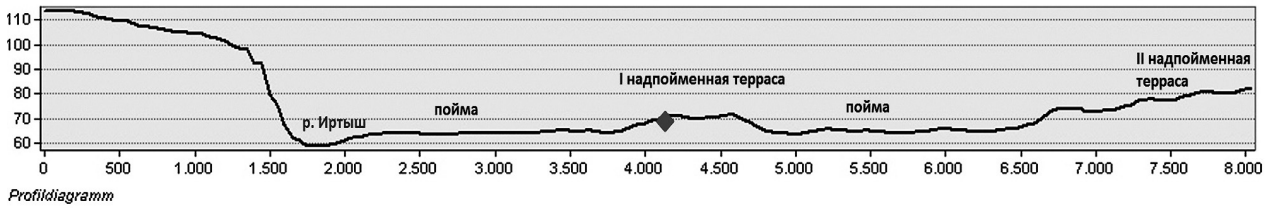


Рисунок. Поперечный гипсометрический профиль долины р. Иртыш в районе с. Черноозерье (Саргатское Прииртышье). Ромбом обозначено положение Чернозерской гривы

иртышье первая надпойменная терраса не имеет сплошного распространения и выражена в рельефе в виде останцов в тыловой части высокой поймы [4, 5], на одном из которых и расположен памятник. Мощность аллювия первой надпойменной террасы Иртыша составляет 10–15 м, ширина ее достигает 2 км, состав аллювия песчано-глинистый с включениями мелкого гравия.

Для изучения отложений гривы на ее южном склоне заложен шурф глубиной 3,6 м. Отложения, вскрытые в шурфе, представляют собой чередование эоловых рыхлых неслоистых песков и супесей, свидетельствующих об активизации дефляции, и погребенных гумусированных почвенных горизонтов, которые накапливались во влажные периоды позднего неоплейстоцена-голоцена. На глубине около 2,5 м эоловые пески подстилаются аллювиальными отложениями первой надпойменной террасы.

Предварительные данные, полученные нами в ходе полевых работ 2015–2016 гг., позволяют предположить, что Чернозерская грива начала формироваться около 30 тыс. лет назад, что соответствует финалу поздненеоплейстоценового этапа формирования палеопочв [6], за которым последовало повышение интенсивности осадконакопления субаэральных толщ вследствие усиления континентальности и аридизации климата. Далее эоловое осадконакопление происходило циклично, то усиливаясь, то прерываясь. Современная почва маркирует новый этап педогенеза. В перерыве между последними двумя этапами почвообразования накапливалась толща субаэральных образований, вскрытых в Чернозерской гриве. Они представляют собой рыхлые неслоистые, местами гумусированные, пески и супеси.

Таким образом, при изучении стоянки Черноозерье II было установлено ее расположение на первой надпойменной террасе левого берега р. Иртыш, на гриве, которая существовала в террасовом режиме на протяжении позднего плейстоцена-раннего голоцена.

Список литературы

1. *Петрин В.Т.* Палеолитические памятники Западно-Сибирской равнины / В.Т. Петрин. – Новосибирск: Наука, 1986. – 139 с.

2. *Генинг В.Ф.* Позднепалеолитическая эпоха на юге Западной Сибири / В.Ф. Генинг, В.Т. Петрин. – Новосибирск: Наука, 1985. – 88 с.

3. *Жмакин Н.И.* Рельеф/Земля, на которой мы живем. Природа и природопользование Омского Прииртышья. – Омск: Манифест, 2006. С. 29–36.

4. *Цейтлин С.М.* Геология верхнепалеолитической стоянки Черноозерье II / С.М. Цейтлин // Генинг В.Ф., Петрин В.Т. Позднепалеолитическая эпоха на юге Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 67–71.

5. *Демешко В.Н.* и др. Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии проектируемого национального парка на территории Омской области. 1:200000/ Научный отчет по теме «Подготовка материалов комплексного экологического обследования территории проектируемого национального парка (Омская область) на государственную экологическую экспертизу». Омское региональное отделение Русского географического общества, 2011.

6. *Глушанкова Н.И., Евсеев А.В.* Цикличность строения субаэральных пород плиоцен-плейстоцена на юге Западной Сибири // Теория и методы современной геоморфологии. Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Том 2. С. 167–171.

ПЕРЕНОС ТЕПЛОВОДНЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР АТЛАНТИЧЕСКИМИ ТЕЧЕНИЯМИ В КАРСКОЕ МОРЕ

THE TRANSFER OF THE WARMWATER PLANKTONIC FORAMINIFERA WITH THE ATLANTIC CURRENTS TO THE KARA SEA

Н.С. Оськина, Т.А. Хусид, Н.В. Либина, М.М. Доманов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
nsoskina@mail.ru, tkhusid@mail.ru

N.S. Oskina, T.A. Khusid, N.V. Libina, M.M. Domanov

P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS

Северный Ледовитый океан является регионом, экстремально чувствительным к изменениям климата, в значительной степени это относится и к изменениям водной циркуляции. Климат и связанная с ней циркуляция влияют на распределение планктонной и бентосной фауны фораминифер как в настоящее время, так и в прошлом.

В осадках высокоширотных областей Арктики широкое развитие имеют бентосные фораминиферы, их раковины обладают хорошей потенциальной сохранностью. В Арктическом бассейне они занимают разнообразные экологические ниши: обитают в фиордах, речных эстуариях и глубоких океанических бассейнах. В высокоширотных областях выявлены связи их распространения, в первую очередь с условиями питания, а также с донной соленостью, связанной с выносом речных вод, с составом органического материала, со структурой и составом осадка [Овсепян и др., 2015; Khusid, Korsun, 1996; Polyak et al., 2002 и др.].

Помимо бентосных фораминифер в осадках арктических морей, в частности Карского моря изредка в некоторых пробах встречаются единичные раковины планктонных фораминифер. Как известно, планктонные фораминиферы обитают в водах высоких широт Атлантического и Тихого океанов, а также в Северном Ледовитом океане. Как правило, это немногочисленный комплекс, включающий всего несколько видов, принадлежащих к субполярной и умеренной климатическим группам [Бараш, Блюм, 1957]. Обычно он характеризуется доминированием, вплоть до 90–95% субполярного вида *Neogloboquadrina pachyderma* sin. Кроме этого вида в комплексе присутствуют умеренные виды – *Globigerina quinqueloba*, *G. bulloides*, *Globigerinita uvula*, *G. glutinata*, *Neogloboquadriba pachyderma* dex. Тепловодные виды планктонных фораминифер, принадлежащие к субтропической, тропической и экваториально-тропической группам, Северном Ледовитом океане отсутствуют, поэтому большой интерес для палеоокеанологии представляют неожиданные и довольно многочисленные находки тепловодных видов в таком холодноводном и мелководном регионе как Карское море.

Изученный нами материал был получен с помощью коробчатого дночерпателя в рейсах судов «Академик Мстислав Келдыш» (66 рейс), «Профессор Штокман» (128 рейс), «Академик Борис Петров» (22 рейс), «Дмитрий Менделеев» (49 рейс). Он представляет поверхностный 0–2 см слой осадка. Образцы отмывались через сито с размером ячеи 0.05 мм, высушивались и просматривались в световом микроскопе с увеличением в несколько десятков раз.

В образцах просматривались бентосные и планктонные фораминиферы. Бентосные фораминиферы были отмечены во всех пробах, Бентосные формы представлены как агглютинированными, так и известковыми формами. В целом обнаруженная фауна бентосных фораминифер характерна для континентального склона Карского моря.

Раковины планктонных видов впервые найдены в заметных количествах – до 70–80 экземпляров в некоторых пробах Карского моря, где они составляли более 12% от общего числа фораминифер (рис. 1). Большинство из них были получены в 66 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в июле 2016 года, и они содержат богатую фауну тепловодных фораминифер, включающую субтропическую, тропическую и экваториально-тропическую группы видов. Самую высокую долю – 47% они составили в пробе 5303, взятой у южного края Новоземельского желоба. Около 20% тепловодных видов содержится в двух пробах из южного района желоба (станция 5394) и на станции вблизи северного окончания желоба (станция 5308). Обе станции взяты в том же рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш». Относительно большая часть

(около 12%) тепловодных видов содержится в пробе 128-44, полученной в 128 рейсе НИС «Профессор Штокман» в августе 2014 года в желобе Святой Анны (Северный Ледовитый океан). И только на станции 22-57 из северной части Карского моря, вблизи архипелага Новой Земли, полученной в 22 рейсе НИС «Академик Борис Петров» в сентябре 1995 года, встречены исключительно холодноводные виды, причем больше 2/3 комплекса составляет субполярный вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin.

Все встреченные тепловодные виды являются «экзотическими» для этого региона. Раковины их в этих пробах отличаются мелкими размерами и довольно тонкими стенками, незрелостью, которая выражается в уменьшенном количестве камер в последнем обороте. По гидрологическим данным температура поверхностного слоя воды Карского моря достигает летом 8–10 °С в приустьевой части моря, в то время как в центральной части не превышает 3–4 °С. Поэтому мы предполагаем, что эти раковины были принесены течениями из Атлантики. Аналогичные данные по тепловодным видам в холодных регионах были приведены в литературе, посвященной фораминиферам из бухт Баренцева моря [Потехина и др., 1991], из осадков моря Лаптевых [Матуль и др., 2007 Овсепян и др., 2015], из водной толщи моря Лаптевых [Volkmann, 2005], из колонки, взятой в центральной глубоководной Арктике [Беляева и др., 1993]. Появление экзотических тепловодных видов, несомненно, отражает мощный приток атлантических вод и, скорее всего, раковины перемещались с самым поверхностным наиболее прогреваемым слоем воды (рис. 2).

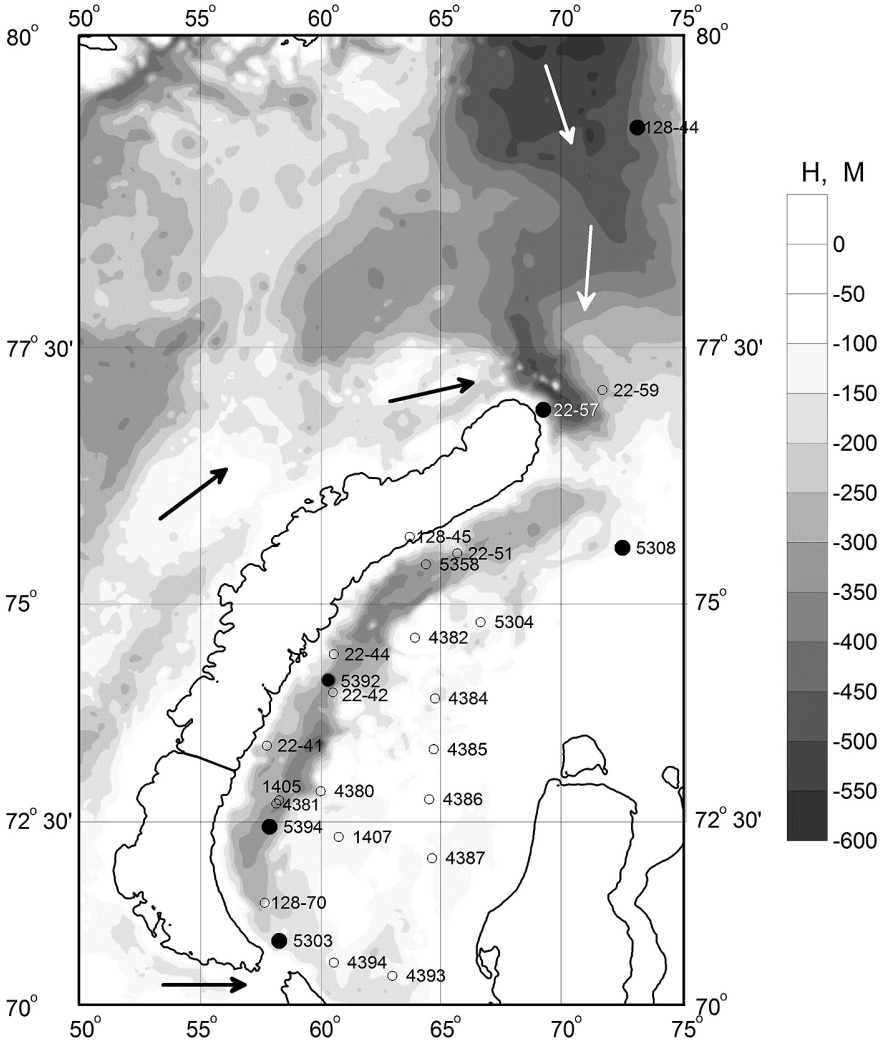


Рис. 1. Карта района и расположение станций.

Условные обозначения: залитый кружок – пробы, в которых обнаружены тепловодные планктонные фораминиферы

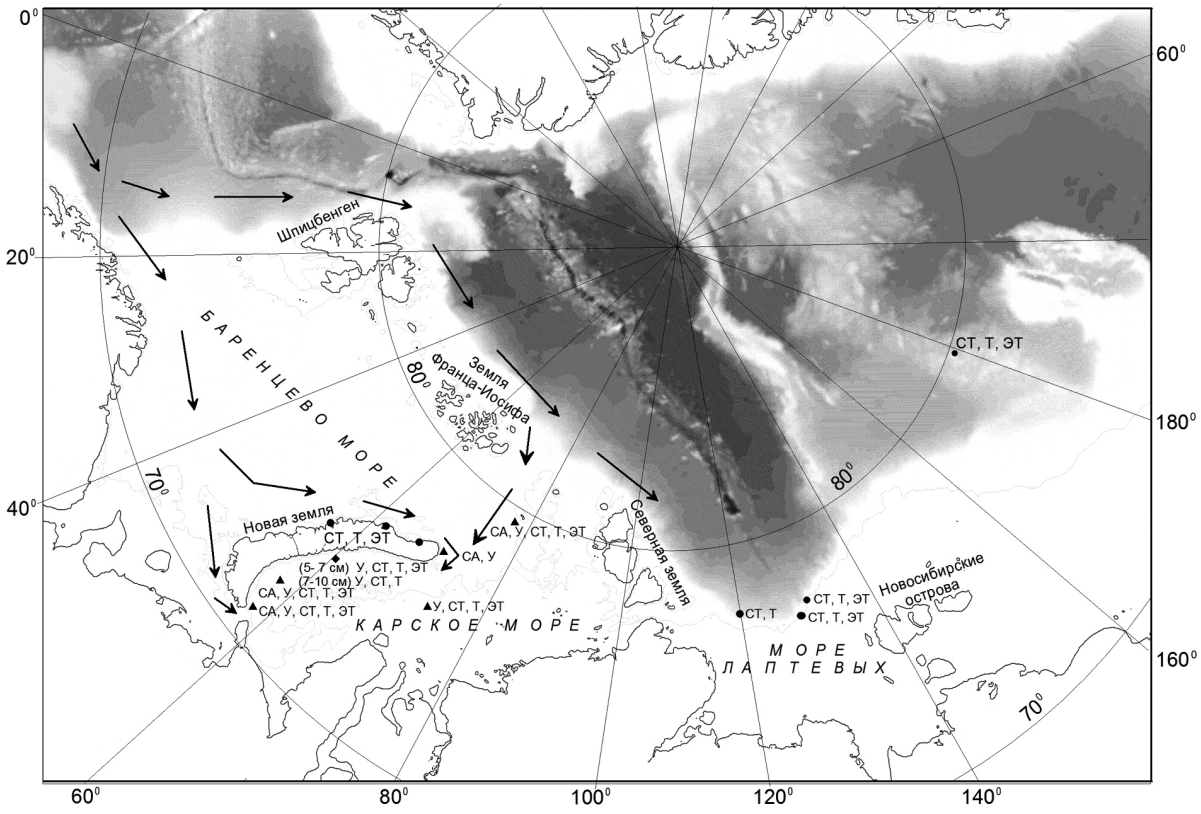


Рис. 2. Местонахождения планктонных фораминифер в осадках и водной толще Северного Ледовитого океана, в которых по авторским и литературным данным обнаружены тепловодные планктонные фораминиферы

Список литературы

1. *Бараш М.С., Блюм Н.С.* Распространение видов планктонных фораминифер в осадках Атлантического океана в зависимости от температуры воды // В кн. Микропалеонтология морей и океанов. М.: Наука. 1974. С. 138–149.

2. *Беляева Н.В., Хусид Т.А., Чеховская М.П.* Фораминиферы в позднечетвертичных осадках Центральной Арктики // В сб. Стратиграфия отложений и палеоокеанология Мирового океана. М.: Наука, 1993. С. 141–148.

3. *Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В., Чеховская М.П., Сафарова С.А.* Современные и позднеголоценовые природные условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.

4. *Овсепян Я. С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А, Кандиано Е.С.* Реконструкция событий позднего плейстоцена–голоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 96–112.

5. *Потехина Е.М., Хусид Т.А., Беляева Н.В.* Фораминиферы и минеральные включения бухтовых льдов Северного острова Новой Земли. // Бюл Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 1991. Т. 66. Вып. 2. С. 126–127.

6. *Khusid T., Korsun S.* Modern benthic foraminiferal assemblages in the Kara Sea // Berichte zur Polarforschung. 1996. № 212. P. 308–314.

7. *Polyak L., Korsun S., Febo A., Stanovov V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.* Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara sea, a river-influenced Arctic marine environment // J. Foram. Res. 2002. V.12. N 3. P. 252–273.

8. *Volkmann R.* Planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and Fram Strait –Modern distribution and ecology // Journal of Foraminiferal Research. 2000. V. 55. P. 75–105.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ РЕКИ СУОЛА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ)

FEATURES SEDIMENTATION AND PALYNOLOGICAL CHARACTERISTIC OF LATE QUATERNARY DEPOSITS IN THE SUOLA RIVER BASIN (CENTRAL YAKUTIA)

М.Р. Павлова[1], А.А. Галанин[1], Г.И. Шапошников[1], Н.А. Рудая[2]

[1] Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия
[2] Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия
Nigaer@yandex.ru

M.R. Pavlova[1], A.A. Galanin[1], G.I. Shaposhnikov[1], N.A. Rudaia[2]

[1] Melnikov Institute of Permafrostology, Siberian Branch of Russian Academy of Science, Yakutsk, Russia
[2] Institute of Archaeology and Ethnography, Academy of Science, Novosibirsk, Russia

Начиная с 50-х гг. XX века вплоть до настоящего времени многие исследователи относили отложения Бестяхской и Тюнгюлюнской террас р. Лена, а также прилегающих территорий, в том числе и долину р. Суола, исключительно к аквальным фациям, формировавшиеся от середины плейстоцена до голоцена. Флювиальный генезис приписывался отложениям не на основе фактически фиксируемых литологических и фациальных признаков, а на основании флювиальной парадигмы, которой придерживалось большинство ученых [Коржуев, 1959; Waters, 1999]. Данный факт имеет свое подтверждение при рассмотрении выпущенных государственных карт четвертичных отложений исследуемого региона [Карта четвертичных отложений…, 1952, 1982, 2014]. Так по данным карты 1952 года на исследуемой территории были распространены в основном аллювиальные отложения, на карте 1982 г. – преобладают озерные осадки, а на карте 2014 г. значительные площади покрыты эоловыми отложениями.

С целью установления обстановки осадконакопления и генезиса отложений в долине реки Суола в 2016 г. нами проведены полевые исследования в пределах ключевого участка «Мегинский», расположенного в северо-восточной части Алданской моноклизы Сибирской платформы [Коржуев, 1959]. В пределах ключевого участка вскрыт разрез в обрыве первой надпойменной террасы р. Суола на правом берегу, в 30 км юго-западном направлении от п. Нижний Бестях. Отложения представлены сингенетически мерзлыми песками с погребенным торфяником. Видимая мощность составляет 3,6 м. Для разреза выполнено подробное описание и опробирование.

Для 12 песчаных проб выполнен гранулометрический анализ и статистическая обработка по методу Р.Л. Фолка и В.С. Уорда. В программе Gradistat посчитаны следующие показатели: средний размер (x), мода (Mo) и медианный диаметр (Md), коэффициент сортировки (σ), асимметрия (α), эксцесс (τ) выраженные мкм (μm) [Blott, Pye 2001]. Выполнен расчет среднего значения и статистического отклонения параметров.

Для пяти образцов, представляющие собой торф и остатки древесины, выполнен радиоуглеродный анализ методом жидкостной сцинтилляции на спектрометре-радиометре Quantulus 1220 в институте мерзлотоведения СО РАН (г. Якутск).

Для 18 образцов выполнен спорово-пыльцевой анализ в институте археологии и этнографии СО РАН (г. Новосибирск) согласно общепринятым методикам.

На основании полученных данных выделены следующие пачки отложений:

Стрежневая субфация руслового аллювия (3,6–2,6 м) представлена песками серыми среднезернистыми (x = 307,8±12,65) мерзлыми косослоистыми. Отложения имеют среднюю сортировку (σ = 1,53±0,02), мода составляет 326,8±6,79, Md – 375,0. Значения асимметрии (α = –0,29±0,06) и эксцесса (τ = 1,27±0,06) указывают на преобладание выноса мелких фракций, что свидетельствует об отложениях осадков в высокодинамичном водном потоке. Данный факт подтверждается также крутой косой слоистостью отложений (<42–45°), крупными обломками древесины и косыми линзами растительного детрита.

Старичная фация (2,6–1,2 м) представлена чередованием песка светло-серого мелкозернистого (x = 182,9±27,94) талого и торфа темно-коричневого мохово-кустарничкового с остатками древесины. С глубины 2,3 м начинается мерзлый слой. Отложе-

ния характеризуются средней сортировкой материала (σ = 1,62±0,11), мода составляет 180,6±25,59, медиана – 175,0, асимметрия (α) – 0,09±0,09, эксцесс (τ) – 0,96±0,15. Данные указывают на спокойные условия временно пересыхающего водоема, в котором, вероятно, поступали супесчаные и мелкопесчаные осадки во время весенних половодий и/или эолового разноса с окружающей территории. Симметричное распределение и низкий эксцесс свидетельствуют об отсутствии выноса отложений.

Эоловая фация (1,2–0 м) представлена песками охристыми мелкозернистыми (x = 198,3±9,37) тонко перекрестно-косослоистые с прослоями погребенных почвенных горизонтов небольшой мощности 2–4 см. Отложения характеризуются умеренной сортировкой материала (σ = 1,72±0,03), симметричным распределением частиц (α = 0,06±0,06), эксцесс (τ) составляет 0,91±0,09, мода – 191,5±12,05, медиана – 175,0.

На основании радиоуглеродного датирования накопление изучаемой осадочной толщи началась около 22 тыс. лет назад (MPI-80 – 19,3±0,3 тыс. л.н), что соответствует сартанскому криохрону. Формирование старичной фации и накопление торфа (интервал 2,6–1,2 м) происходило в первую половину голоцена (даты MPI-105 – 9800±500 л.н, MPI-103 – 8400±200 л.н., MPI-113 – 7500±250 л.н., полученных с глубин 2,6, 2,2 и 1,5 м соответственно). Накопление эоловой фации началось в атлантическом периоде голоцена (MPI-112 – 7250±250 л.н. с глубины 1,15 м) и продолжается до сих пор.

По результатам спорово-пыльцевого анализа в разрезе выделено две палинозоны:

PZI (2,3–0,9 м). В целом доминируют древесные породы (до 79,4%), среди которых преобладает *Betula* sp. (34,8–74%). Отмечено также содержание пыльцы *Pinus* (subgen. Diploxylon) sp. (до 4,6%), *Picea* (до 2,7%), *Alnaster* (до 4,6%), *Salix* (до 6,1%). Пыльца трав составляет 20,6–59,8%, с преобладанием Poaceae, *Artemisia*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae и Cyperaceae. Отмечено в спектрах содержание пыльцы *Thymus*, Rosaceae, *Sanguisorba officinalis*, Brassicaceae, Onagraceae, Asteroideae, Cichorioideae. Сумма спор составляет от 0,6 до 13,4%.

PZII (0,9–0,1 м). Палинозона характеризуется увеличением доли древесных пород до 95% с преобладанием *Pinus* (subgen. Diploxylon) sp. (до 86,1%). Встречается в спектрах также *Betula* sp. (до 23,8%), *Picea* (0,3-0,6%), *Alnaster* (до 1,7%), *Salix* (до 0,9%). Пыльца трав составляет от 5 до 7% с преобладанием Ericaceae, Poaceae и Cyperaceae. Отмечено также содержание пыльцы: до 0,9% – Onagraceae, *Artemisia*, Caryophyllaceae, менее 0,3% – Chenopodiaceae, Polygonaceae и Rosaceae. Сумма спор составляет от 2,6 до 12,4%.

Таким образом, полученные данные позволили охарактеризовать палеоботанический состав осадочной толщи первой надпойменной террасы р. Суола, а также установить, что ее формирование происходило на протяжении позднего плейстоцена и голоцена при разных обстановках осадконакопления, обусловленных эрозионно-аккумулятивной деятельностью реки, озера, болотообразования, а также эоловых процессов.

Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ-РС(Я) № 15-45-05129 р_восток_а и РФФИ № 17-05-00954_а, РНФ № 14-50-00036.

Список литературы

1. *Коржуев С.С.* Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. М.:издательство академии наук, 1959. 156 с.

2. Карта четвертичных отложений СССР. / Ред. Г.С. Ганешин. Министерство геологии СССР, ФГУП «ВСЕГЕИ», 1959 г. 8 л.

3. Карта четвертичных отложений СССР // Географический атлас для учителей средней школы. Под ред. Л.Н. Колосова. 1:1 600 000. М.: Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1982. С. 199.

4. Карта четвертичных образований территории Российской федерации. 1:2 500 000. М.: ВСЕГИИ, 2014. URL: http://www.vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500.

5. *Blott S.J., Pye K.* Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // Earth surface processes and landforms. 2001. Vol. 26. P. 1237–1248.

6. *Waters M.R., Forman S.L., Pierson J.M.* Late quarternary geology and geochronology of Diring an early paleolitic site in Central Siberia // Quarternary Research, 1999. № 51. P. 195–211.

БЕЛКИ (*PTEROMYS VOLANS* LINNAEUS, 1758; *SCIURUS VULGARIS* LINNAEUS, 1758) В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ЕВРОПЫ И СЕВЕРНОЙ АЗИИ

SQUIRRELS (*PTEROMYS VOLANS* LINNAEUS, 1758; *SCIURUS VULGARIS* LINNAEUS, 1758) IN THE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE OF EUROPE AND NORTH ASIA

Е.С. Паластрова[1], П.А. Косинцев[2]

[1] Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия
EkaterinaPalastrova@yandex.ru
[2] Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
kpa@ipae.uran.ru

E.S. Palastrova[1], P.A. Kosintsev[2]

[1] Ural Federal University named after the First President of Russia B.N. Yeltsin, Yekaterinburg, Russia
[2] Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

Обыкновенная летяга (*Pteromys volans* Linnaeus, 1758) и обыкновенная белка (*Sciurus vulgaris* Linnaeus, 1758) являются облигатными дендрофилами. Находки ископаемых остатков, в палеогеографическом аспекте, маркируют существование в районе их местонахождений лесной зоны, где в составе древесной растительности доминировали хвойные растения. Следует отметить, что накопление остатков этих видов имеет тафономическую специфику, связанную с древесным образом их жизни. Работа основана на анализе 88 публикаций, основные из которых приведены в списке литературы [Смирнов, 1993; Agadjanian, Serdyuk, 2005; Bachura, Kosintsev, 2007; Kowalski, 2001].

Самые древние остатки обыкновенной летяги, известны на Средней Волге (Березовка) и на Алтае (Усть-Канская пещера) и датируются средним плейстоценом (рис. 1А). Сопутствующие фауны представлены видами лесных и открытых ландшафтов. В позднем плейстоцене летяга найдена на Алтае (6 местонахождений), в Саянах (3), на юге Дальнего Востока (3) и востоке Китая (1). Сопутствующие фауны характеризуются смешанным составом ландшафтно-экологических групп. Территории Алтая, Саян и Дальнего Востока были позднеплейстоценовыми рефугиумами этого вида. В раннем голоцене остатки летяги найдены в 1 местонахождении в Саянах, фауна которого включала виды разных ландшафтно-экологических групп. В среднем голоцене летяга появляется на Урале (5). Этим же временем датированы ее остатки в Саянах (1), Забайкалье (1) и на Дальнем Востоке (1). В позднем голоцене остатки летяги найдены во всех рассматриваемых регионах (27). Состав сопутствующих средне и позднеголоценовых фаун представлен видами разных ландшафтно-экологических групп с доминированием лесных видов. Все местонахождения находятся в пределах современного ареала летяги, за исключением плейстоценовых Xitaiping (Китай) и Березовка (Средняя Волга).

Самые древние находки обыкновенной белки происходят из раннеплейстоценовых местонахождений Западной Европы (Hohen-Sulzen, Westbury-sub-Mendip и Tegelen) (рис. 1В). В среднем плейстоцене остатки белки найдены в многочисленных местонахождениях Западной Европы (7 местонахождений), в Восточной Европе (7) и на Алтае (1). Позднеплейстоценовые фауны, с ископаемыми остатками белки, найдены на протяжении всего современного ареала вида: в Западной (10) и Восточной (2) Европе, на Урале (1), Алтае (4), в Саянах (2), на Дальнем Востоке (3) и в восточном Китае (1). Все местонахождения Восточной Европы и Урала относятся к МИС 5е. Все плейстоценовые фауны содержат виды, относящиеся к разным ландшафтно-биотопическим группам. В позднем плейстоцене на территории Северной Евразии рефугиумами вида были Алтай и юг Дальнего Востока. В раннем голоцене остатки белки найдены в Западной Европе (1), на Урале (10) и в Саянах (1). Сопутствующие фауны этого временного интервала представлены видами как открытых, так и закрытых ландшафтов. Среднеголоценовые и позднеголоценовые фауны с остатками белки найдены во всех рассматриваемых регионах (за исключением Западной Европы и Китая) и содержат преимущественно виды лесной экологической группы, с небольшой долей видов открытых и полуоткрытых ландшафтов. Все

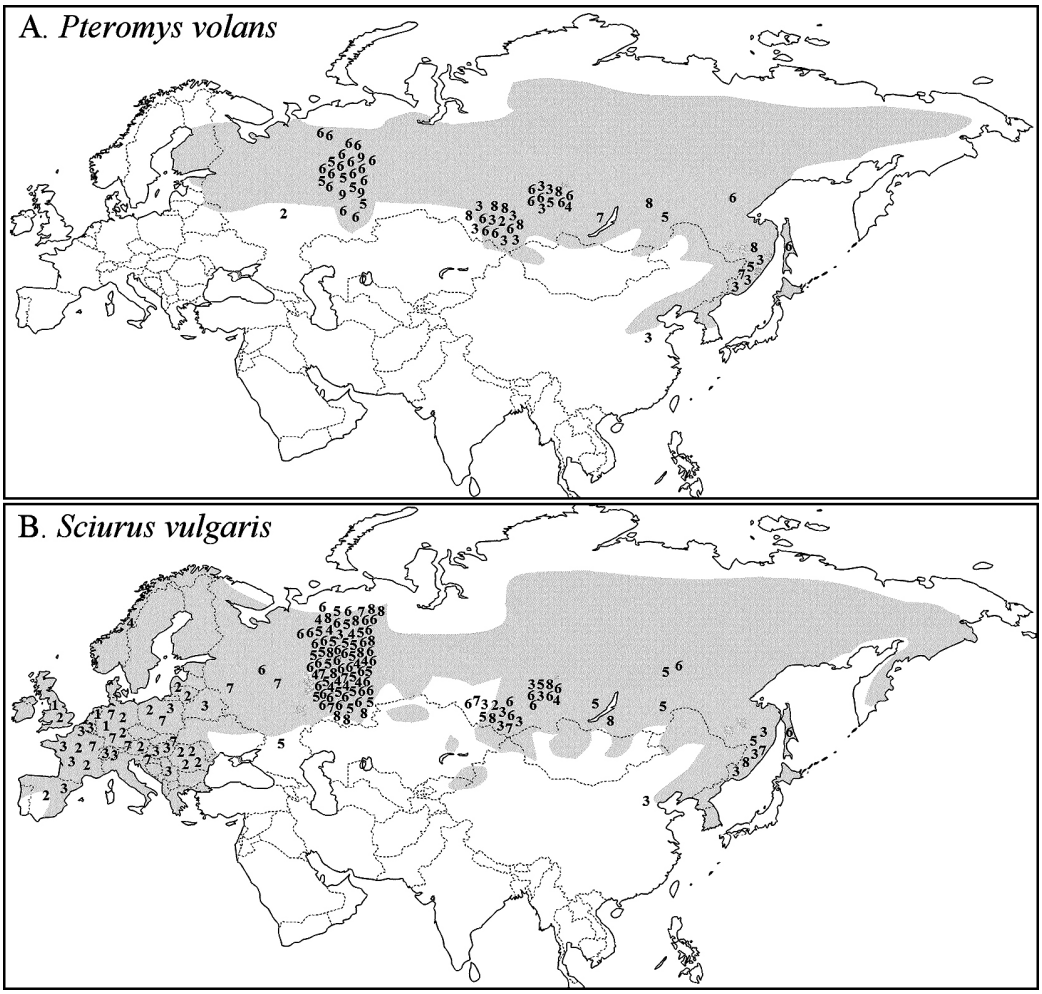


Рис. 1. Находки ископаемых остатков A. *Pteromys volans*, B. *Sciurus vulgaris.*

1 – ранний плейстоцен, 2 – средний плейстоцен, 3 – поздний плейстоцен, 4 – ранний голоцен, 5 – средний голоцен, 6 – поздний голоцен, 7 – поздний плейстоцен – голоцен, 8 – голоцен. Серым цветом обозначены современные ареалы.

изученные местонахождения, за исключением двух (Нижний Дон, средний голоцен и Китай, поздний плейстоцен) находятся в пределах современного ареала вида (рис. 1B).

Ареал белки летяги, в отличие от обыкновенной белки, в плейстоцене и голоцене не занимал территорию Центральной и Западной Европы. Экологические структуры фаун с остатками летяги и белки показывают сходную тенденцию к увеличению доли лесных видов в их составе к позднему голоцену, что согласуется с данными о постепенном увеличении лесных массивов в голоцене.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 15-04-03882.

Список литературы

1. *Смирнов Н.Г.* Мелкие млекопитающие Среднего Урала в позднем плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. 64 с.

2. *Agadjanian A.K., Serdyuk N.V.* The history of mammalian communities and paleogeography of the Altai Mountains in the Paleolithic // Paleontological journal, 2005. Vol. 39. Suppl. 6. P. 645–820.

3. *Bachura O., Kosintsev P.A.* Late Pleistocene and Holocene small- and large-mammal faunas from the Northern Urals // Quaternary International, 2007. Vol. 160. Issue 1. P. 121–128.

4. *Kowalski K.* Pleistocene rodents of Europe. Folia Quaternaria 72. Krakow: Drukrol, 2001. 389 p.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ РАЗРЕЗА КУЛИКОВСКОЕ (ПРИАЗОВЬЕ)

PRELIMINARY DATA OF THE LOESS-SOIL FORMATION STUDY OF KULIKOVSKOE SECTION (PRIAZOVIE)

П.Г. Панин, С.Н. Тимирева, Ю.М. Кононов, К.Г. Филиппова

Институт географии РАН, Москва, Россия
paleosoil@mail.ru

P.G. Panin, S.N. Timireva, Yu.M. Kononov, K.G. Filippova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Разрез Куликовское, в котором была вскрыта плейстоценовая лессово-почвенная толща, расположен на северном побережье Азовского моря. В разрезе четко выделяются мезинский, инжавинский и воронский почвенные комплексы (ПК). Каменский ПК представлен педоседиментом, а современная почва – черноземом обыкновенным. Под воронским ПК выделяется сизовато-желтая с буроватым оттенком ржакинская межледниковая палеопочва. Морфологическое описание разреза проведено проф. А.А. Величко, названия ПК даны согласно хроностратиграфической схеме плейстоцена Восточно-Европейской равнины [Величко, Морозова, 2015]. Из разреза были отобраны образцы на различные виды анализов: палеопедологический, палинологический, литолого-геохимический, морфоскопию песчаных зерен.

В настоящее время выполнены следующие анализы: магнитная восприимчивость прибором Magnetic Susceptibility Meter SM30, гранулометрический состав на лазерном анализаторе Malvern Mastersizer 3000, осуществлено прокаливание образцов при температурах 550 °C и 950 °C [Oliver et al., 2001], исследовано микростроение лессов и палеопочв в шлифах толщиной менее 30 мкм на микроскопе Альтами ПОЛАР1 при увеличении 4X/0.1.

Максимальные значения магнитной восприимчивости (рис. 1) приурочены к гумусовому горизонту современной почвы ($0{,}54 \cdot 10^{-3}$ SI), в мезинском ПК четко выделяется пик в салынской межледниковой палеопочве ($0{,}35 \cdot 10^{-3}$ SI), в педоседименте каменского ПК – $0{,}41 \cdot 10^{-3}$ SI, в инжавинском ПК также максимальное значение приурочено к межледниковой палеопочве ($0{,}35 \cdot 10^{-3}$ SI), в воронской межледниковой палеопочве – $0{,}43 \cdot 10^{-3}$ SI, в ржакинской межледниковой палеопочве на уровне образца 30 значения составляют $0{,}38 \cdot 10^{-3}$ SI, в нижней части разреза они понижаются до $0{,}24 \cdot 10^{-3}$ SI.

В гранулометрическом составе преобладает фракция 0,01–0,05 мм, илистая фракция в основном аккумулируется в гумусовых горизонтах современной почвы и в интерстадиальных палеопочвах.

При температуре прокаливания 550 °C высокие показатели потери веса также приурочены к гумусовым горизонтам. По этим значениям четко разделяются интерстадиальные и межледниковые палеопочвы. Так в крутицкой интерстадиальной палеопочве мезинского ПК в поверхностном гумусовом горизонте значения составляют 4,58%, далее происходит уменьшение до 3,56%, т.е. в профиле палеопочвы выделяются гумусовый и переходный иллювиально-гумусовый горизонты. В салынской межледниковой палеопочве показатель потери опять возрастает до 4,57%. При температуре прокаливания 950 °C максимальные значения в основном приурочены к межледниковым палеопочвам и иллювиальному горизонту современной почвы. На примере мезинского ПК видно, что в поверхностном горизонте крутицкой интерстадиальной палеопчвы значения составляют 5,04%, далее происходит увеличение до 5,91% и затем уменьшение до 4,87% – это переход в поверхностный горизонт межледниковой палеопочвы. В почвообразующей породе значения составляют 6,31–6,82%. Практически такую же картину мы наблюдаем в других ПК этого разреза.

По данным микроморфологического анализа четко выделяется мезинский ПК, для которого характерно наличие гипсовых новообразований (рис. 1, снимок B) в исследуемом районе [Панин, 2016], но в данном разрезе есть свои особенности. Так гипсовые новообразования встречены на уровне каменского педоседимента (рис. 1, снимок D) и по всему профилю инжавинского ПК (рис. 1, снимки E и F), что не характерно для других разрезов Приазовья. В нижнеплейстоценовых отложениях воронского ПК и в ржакинской палеопочве гипсы

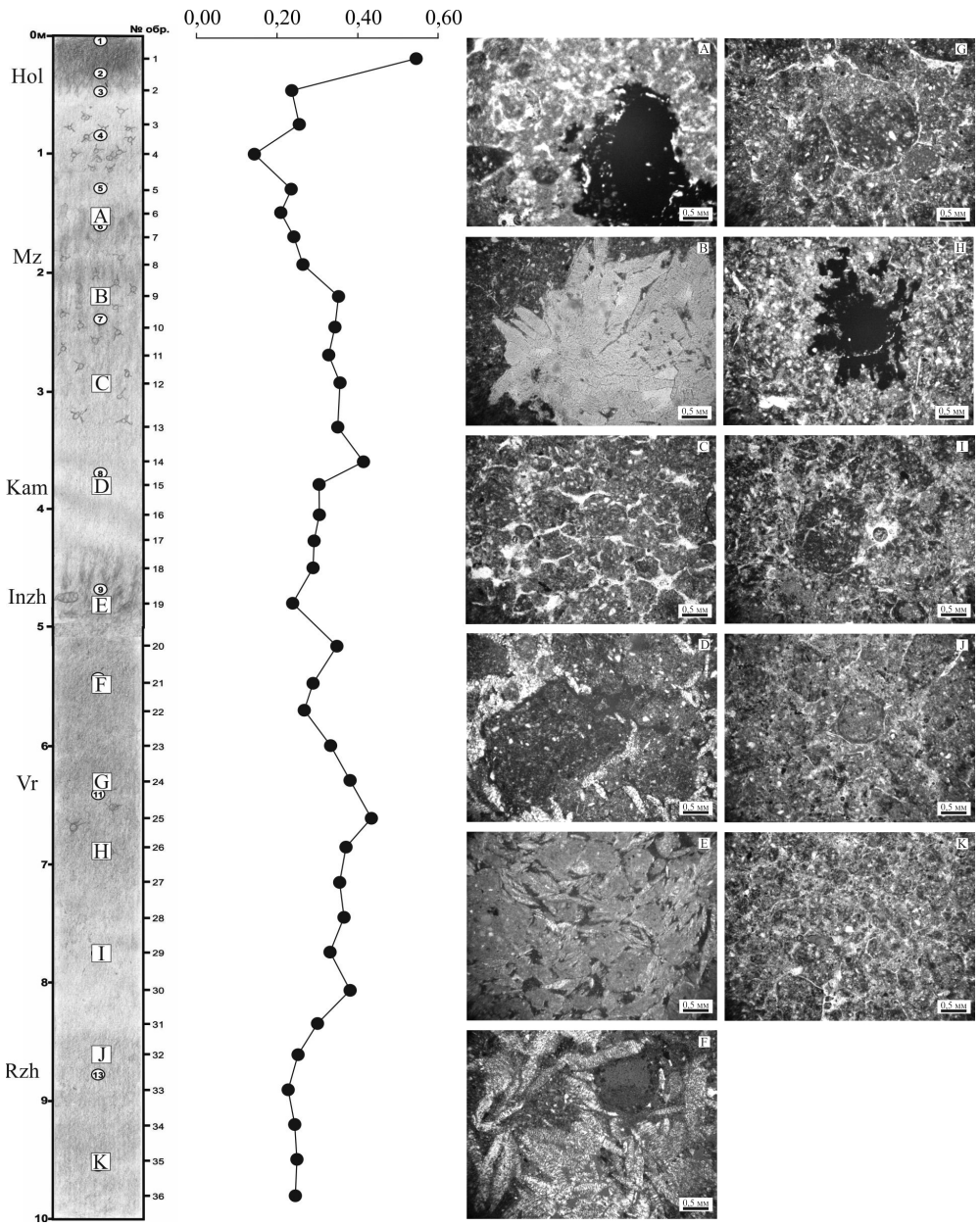


Рис. 1. Лессово-почвенный разрез Куликовское, с данными магнитной восприимчивости и микроснимками.

Условные обозначения: Hol – современная почва (чернозем обыкновенный); Mz – мезинский ПК; Kam – каменский ПК; Inzh – инжависнкий ПК; Vr – воронский ПК; Rzh – ржакинская межледниковая палеопочва

исчезают. Еще одна особенность данного разреза – наличие в микростроении агрегатов ооидной формы по всей лессово-почвенной толще, которые являются одним из основных признаков влияния криогенных процессов. Хотя при морфологическом описании криогенные деформации, представленные вертикальными «останцами» с трещинами, в основном приурочены к мезинскому и инжавинскому ПК.

Таким образом, данные аналитических и микроморфологических исследований, свидетельствуют о воздействии криогенных процессов на палеопочвенные уровни и разделяющие их лессы. По данным прокаливания четко выделяются в ПК интерстадиальные и межледниковые палеопочвы. Гранулометрический анализ, выполненный для разреза, не позволил в палеопочвах отделить иллювиальные горизонты от гумусовых.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 17-55-53035, а также в рамках фундаментальных научных исследований (ГП 14) по теме «Реконструкция палеогеографических обстановок ледниковых и межледниковых эпох…» (Рег. № 01201352492 (0148-2014-0001).

Список литературы

1. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.

2. *Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G.* Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology, 2001. № 25. P. 101–110.

3. *Панин П.Г.* Микроморфологическое строение палеопочв позднего и среднего плейстоцена на примере разреза Беглица // Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. М.: ИГРАН. 2016. С. 223–226.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОАРХЕОЛОГИИ ПОБЕРЕЖИЙ БЕЛОГО МОРЯ | PROBLEMS OF GEOARCHEOLOGY OF COASTS OF THE WHITE SEA

А.Н. Паранина, Р.В. Паранин

РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
galina_paranina@mail.ru

A.N. Paranina, R.V. Paranin

Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg

Древние объекты побережий Белого моря, не получающие удовлетворительного объяснения методами археологии и искусствоведения, интерпретируются как ритуальные [Равдоникас, 1978; Саватеев, 1983; Лобанова, 2010; Потемкина, 2010 и др.]. С 2009 года авторы исследуют археологические объекты побережий Белого моря (лабиринты и петроглифы) исходя из предположения, что их первичная функция – инструментальная (астрономическое ориентирование в пространстве-времени). Полевые исследования и расчеты опираются на стандартные географические методы и количественные характеристики структуры объектов: географический азимут (измеряется компасом с поправкой на магнитное склонение), календарный день (рассчитывается для данной широты с помощью астрокалькулятора) и изображения (определение биологического вида, его экологии и жизненного цикла). Полученные результаты показывают, что древний обитатель Севера ориентировался по Солнцу с помощью гномона (в условиях полярных дней и белых ночей этот способ – самый надежный), а проблема первичного рационального назначения и семантики древних объектов решается через функции календаря и универсалии времени (прогноз, этапы, воспроизведение жизни и т.п.) [Паранин, Паранина, 2009; Paranina; 2011, 2016; Paranina, Paranin, 2014, 2015а, 2015б].

Функции солнечного календаря у северного лабиринта легко проверяются и воспроизводятся: диаметры дуг отмечают положения полуденной тени гномона, соответствующие движению Солнца в течение года; радиальная разметка (вход, концы спиралей) фиксирует границы астрономических сезонов года по азимутам тени на восходе/заходе. Наибольшее количество инструментальных функций выполняет двуспиральный лабиринт, ориентированный по меридиану, а все разнообразие рисунков лабиринтов объясняется влиянием комплекса факторов: географической широты, формы горизонта, астрономической ситуацией на время создания, спецификой фенологического цикла, хозяйственных задач и культурных традиций.

О развитии солярной навигации в регионе Белого моря свидетельствуют так же сюжеты петроглифов Карелии (возраст 4–6 тыс. л.) и находки предметов-гномонов (навершия посохов Олене-островского могильника Карелии, возраст 6–10 тыс. л.).

Беломорские петроглифы изображают лодки, вмещающие до 20 человек и сцены морского промысла. Очевидно, что в открытом море отсутствие ландшафтных ориентиров предполагает использование технических инструментов навигации. Анализ пространственной структуры петроглифов показывает, что в основе знаков, художественных

образов и композиций лежит геометрия тени солнечных часов-календаря. Например, наскальное панно Старой Залавруги демонстрирует активное хозяйственное освоение региона в эпоху климатического оптимума голоцена 6000–7000 л.н., когда среднегодовые температуры были выше, а продуктивность экосистем больше современных. Композиция *может быть использована как разметка астрономического инструмента*, так как в ней обозначены направления С-Ю (цепочки оленей и кораблей) и З-В (фигура человека и другие объекты в центре): предметы, расположенные на этих направлениях связаны тенью при определенных положениях Солнца (З-В – на восходе/заходе Солнца в равноденствия, С-Ю в полдень).

Характерная для петроглифов последовательность нанесения рисунков «от геометрических знаков – к художественным образом» хорошо согласуется с результатами наших исследований семиотической продуктивности гномона. За год тень покрывает площадь в форме лабриса («двусторонний, двурогий топор»). В дни солнцестояний и равноденствий тенью создается геометрическая основа солярных знаков (радиальных и треугольных). Зарисовка тени Т- и Г-образных предметов дает солярные знаки с загнутыми концами и один раз в день образует прямую линию (в полярный день – два раза). При установке таких предметов перекладиной по меридиану (аналогично христианским крестам) прямая форма тени наблюдается в полдень и обозначает север.

Прочерчивая тень вертикально установленного предмета или собственной фигуры, можно создать и использовать как маркер любое изображение (линейное и нелинейное, графическое или художественное) и зафиксировать последовательность периодических событий природы, имеющих жизненно-важное значение. Для использования такой отметки, нужно вертикально поставить на нее предмет (или встать рядом) и пронаблюдать совмещение с ней тени. Конструкции, подходящие для этой цели, изображены на *Онежских петроглифах* в виде шестов, закрепленных в конусах грунта. Азимуты шестов совпадают с днями солнцестояния (календарь) и с географическим меридианом (часы). Нарисованная привязанной к шестам веревка могла служить для закрепления отвеса и как инструмент – гибкая линейка, циркуль, мерная лента.

Авторы статьи полагают, что проблема повышения эффективности междисциплинарных исследований и применения естественнонаучных методов в археологических исследованиях может быть в значительной мере решена введением предмета «Общее землеведение» в программы подготовки специалистов гуманитарного профиля. Это поможет преодолеть сложившиеся стереотипы: 1) недооценки достижений древней культуры; 2) преувеличения роли религиозного мышления в ущерб анализу рациональной практической деятельности, направленной на адаптацию.

Развитие междисциплинарных исследований на основе методов географии и геологии помогает дополнить существующий уровень знаний – выявить рациональные истоки культуры, связанные с освоением географического пространства-времени, в том числе, проявления глубоких экологических знаний, природосообразной деятельности и космической ментальности древнего человека, основанных на практике астрономического ориентирования.

Список литературы

1. *Лобанова Н.В.* Проблемы документирования петроглифов Карелии // Труды КарНЦ РАН, 2010. № 4. Вып. 1. С. 4–23.

2. *Паранин Р.В., Паранина Г.Н.* Лабиринт: ориентация в географическом пространстве и эволюция знака. // Геокультурное пространство Европейского Севера: генезис, структура, семантика. Материалы IV Поморских чтений по семиотике культуры, 7–11 июля 2008 г. Архангельск: Поморский ун-т. 2009. С. 516–518.

3. *Потемкина Т.М.* Знаки луны и Солнца в наскальных изображениях Онежских петроглифов. // Уральский исторический вестник, № 1(26). 2010. С. 77–91.

4. *Равдоникас Ф.В.* Лунарные знаки в наскальных изображениях Онежского озера. // У истоков творчества. Новосибирск. 1978. С. 116–132.

5. *Савватеев Ю.А.* Наскальные рисунки Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1983. 216 с.

6. *Paranina G.N.* Northern Labirinths – gnomon and models of geographical space. // Elsevier. Procedia. Social and Behavioral Sciences, 2011 (19) P. 593–601.

7. *Paranina A., Paranin R.* Interaction of the nature and ancient persons on the coast of the White Sea. // J. Wetlands Biodiversity, Brăila, România, 2014. № 4. P. 131–140.

8. *Paranina A., Paranin R.* Activities in Navigation. Marine Navigation and Safety of Sea Transportation. // Chapter 4: Northern Labyrinths as Navigation Network Elements, CRC Press, London – New-York – Leiden. 2015. P. 177–180.

9. *Paranina A., Paranin R.* Gnomon as sours of information on planet rhythms. // 5th International Conference on Geotechnique, Construction Materials and Environment during Geomate, Osaka, Japan 16-18 Nov., 2015. Vol. 5 (1). P. 238–243.

РОЛЬ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ГОР СРЕДНЕЙ АЗИИ В КАЙНОЗОЕ (НА ПРИМЕРЕ ПАМИРА)

THE ROLE OF THE NEWEST TECTONICS IN SHAPING THE NATURAL ENVIRONMENT OF THE MOUNTAINS OF CENTRAL ASIA IN THE CENOZOIC (THE EXAMPLE OF THE PAMIRS)

М.М. Пахомов

Вятский Государственный Университет. Кафедра географии
mp1234@yandex.ru

M.M. Pakhomov

Vyatka State University. The Department of geography

Восстановлена последовательность изменения этапов климата и растительности территории Памира в кайнозое. В основу созданной концепции положен специально разработанный метод реконструкции исходного гипсометрического положения ископаемого флористического комплекса на сравнительном анализе с современными высотно-поясными аналогами или их фрагментами. Частично это было отражено в ряде публикаций автора с коллегами [Пахомов, 1966; 1969; 1982 и др.; Пеньков, Никонов, Пахомов, 1976; Пахомов, Никонов, 1977; и мн. др.]. В наиболее общих чертах эти этапы можно представить в следующем виде.

Эоцен. Почти все пространство Средней Азии было покрыто морем. На востоке этого *обширного Древнего Средиземноморья,* простиравшегося от Атлантики до Центральной Азии*,* на месте современного Памира и Тянь-Шаня, вдаваясь глубоко в море, выступали слабохолмистые острова и полуострова. Абсолютная высота их не превышала первых сотен метров. В условиях аридного субтропического климата суша была ареной широкого развития полихронной (мел-палеогеновой) флоры. Это заросли вечнозеленых жестколистных и колючих кустарников, низкорослых деревьев и проч. В эоценовых отложениях Памиро-Алая на уровне семейств и родов по палинологическим данным установлен флористический состав этой субтропической растительности, включающий следующих представителей: Sabal, Proteaceae, Araliaceae, Sapindaceae, Lauraceae, Myrtaceae, Rhus, Engelhardtia в сочетании с Platanus, Castanea, Ostrya, Nyssa и др. Прекрасно сохранившиеся отпечатки *экологически сходной* флоры известны также из эоценовых отложений *Западной Туркмении* [Коровин, 1934]. В это время в составе древесной флоры отсутствовали представители сем. Pinaceae (сосна, ель, пихта и др.), что позволяет считать, что для возникновения *пояса* умеренных хвойных и хвойно-широколиственных лесов отсутствовали необходимые климатические условия.

Олигоцен и миоцен. В результате тектонического поднятия суши и сокращения морских акваторий осуществилась континентальная связь Средней Азии и Иранского нагорья. К концу миоцена обозначились горные системы Тянь-Шаня, Памиро-Алая, Гиндукуша, которые по высоте стали настолько значительными (до 2500–3000 м), что начали являлись экраном на пути движения атлантических влажных воздушных масс и муссонов. Это способствовало в нижнем поясе гор распространению ксерофитных растительных группировок. В более высоком ярусе гор господствовал пояс богатой субтропической растительности. Это были умеренные и умеренно-термофильные лесные формации, своим происхождением связанные с третичной флорой юга Сибири и, *особенно*, с флорой Гиндукуш-Гималайского ареала. В их состав уже входили виды Pinus, Cedrus, Picea, Tsuga, Juniperus, Carpinus, Quercus, Carya, Pterocarya, Juglans, Platanus, Corylus и др. Выше, в полосе умеренного климата, располагался пояс хвойных лесов, над которым *«робко» обозначился* субальпийский пояс с элементами олиготермной флоры (Betula, Rhododendron и проч.).

Плиоцен. В плиоцене проявилась значительная тектоническая фаза, в ходе которой произошел подъем главных осей хребтов до уровня хионосферы. Впервые в горах Памиро-Алая и Тянь-Шаня появилась *устойчивая снеговая линия.* В результате похолодания, *совпавшего с тектонической фазой,* снеговая линия опустилась до палеоуровня 2500–3000 м. Горные хребты на юге Памира и водораздел Гиндукуша были ниже современных высот на 1500–2000 м. Похолодание, влажный климат способствовали развитию в верхнем ярусе рельефа *первого* горного *оледенения Памира.* Следы этого

оледенения немногочисленны. Важно отметить, что в условиях горного оледенения *лесные формации не исчезали*, а лишь распространялось на более низкий гипсометрический уровень. В *среднем ярусе гор* создавались эколого-климатические условия для значительного развития хвойно-широколиственных и, особенно, хвойных лесов с участием гиндукуш-гималайских элементов дендрофлоры (Cedrus deodara, Pinus gerardiana, Tsuga, Abies, Picea и др.). Выше лесного пояса оформился *узкий пояс* альпийско-перигляциальной растительности, где начал действовать процесс криофильного адаптивного морфогенеза (появления молодых эндемиков). После первого (*плиоценового*) оледенения последовало длительное потепление. Ледники быстро сокращались, снеговая линия заняла максимально высокое положение, лесной пояс снова сдвинулся выше, наступила древнейшая, *Кокбайская межледниковая эпоха* (с богатой горнолесной субтропической флорой. Растительность во время Кокбайского потепления (особенно на юге Памира) напоминала типичные сосново-деодаровые (с заметным участием широколиственных пород) леса Западных Гималаев и Гиндукуша. Кокбайская толща в опорном разрезе Кокджар-Учкуль *перекрывается гляциофлювиальными галечниками и мореной* ***древнечетвертичного оледенения***, поэтому, несомненно, может считаться межледниковой.

Квартер. Древнечетвертичное оледенение по типу было долинно-полупокровным. Две тектонические фазы (в среднем и в конце позднего плейстоцена) способствовали поднятию Памира и Гиндукуша и способствовали возникновению более значительного заслона на пути влажных воздушных масс. Это вызвало увеличение аридности климата, что объясняет *более скромные размеры последующих четвертичных оледенений.* В результате аридизации ослабилась, а в позднем плейстоцене – практически исчезла флористическая связь с субтропической горной флорой севера Индийского субконтинента. В горах Памира разрушалась вертикальная структура муссонного флористического комплекса, а его главные компоненты (Cedrus deodara, Tsuga, гималайские виды Pinus, Picea, Abies, Quercus, Carpinus и т.д.) перешли в реликтовое состояние, а в позднем плейстоцене-голоцене исчезли. В этих условиях усилились связи с высокогорной флорой Тянь-Шаня, шел энергичный взаимообмен с ксерофитной флорой Иранского нагорья, возникла эколого-климатическая общность с природой Высокой Азии.

Таким образом по анализу палеофлористических данных было установлена корреляционная связь между сменой последовательных орогенических фаз гор Средней Азии, изменениями климата и растительности региона. В результате наметилась не только последовательная смена высотной ландшафтной обстановки, но по мере изменения гипсометрического уровня территории происходило возникновение ранее не существовавших природных зон. Развиты представления о значительной роли в преобразовании палеоландшафтов экранирующей роли возникавших *горных массивов*. Создающаяся орографическая изоляция Памира от основных влагонесущих воздушных масс, завершившаяся в позднем плейстоцене-голоцене, способствовала превращению Памира в специфическую горную аридную страну. Более того *Восточное плато Памира* напоминает по своим природным особенностям Тибет: малая доля атм. осадков (100–150 мм), скудный растительный покров, сухие холодные ветры, многолетняя мерзлота, кутасы (яки), памирские киргизы, живо напоминающие аборигенов высокогорий Тибета.

Список литературы

1. *Коровин Е.П.* Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Ташкент. 1934. С. 479.

2. *Пахомов М.М.* История растительности Салангурской котловины как пример деградации лесной флоры Восточного Памира // Бюл. Комисс. по изуч. четверт. периода. М.: Наука. 1966. № 36. С. 88–99.

3. *Пахомов М.М.* Применение спорово-пыльцевого анализа для изучения новейших движений горных стран // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1969. № 4. С. 147–153.

4. *Пахомов М.М.* Палеогеография гор востока Средней Азии в позднем кайнозое и вопросы флороценогенеза (по данным спорово-пыльцевого анализа). Автореф. докт дисс. Инст. Геогр. РАН. М., 1982, С. 48.

5. *Пахомов М.М., Никонов А.А.* О плиоценовом оледенении и Кокбайском межледниковье Памира // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. № 8. С. 126–134.

6. *Пахомов М.М., Никонов А.А.* Количественная оценка новейшего поднятия горной страны с помощью палинологических данных (на примере Памира) // Докл. АН СССР. Т. 269. 1982, № 2. С.

7. *Пеньков А.В., Никонов А.А., Пахомов М.М.* Первые данные по палеомагнитной характеристике плиоценовых и четвертичных отложений Памира // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 691–694.

НОВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ПО ОПОРНЫМ РАЗРЕЗАМ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО/ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАМЧАТКИ

NEW RADIOCARBON DATES ON THE BASE SECTIONS OF THE LOOSE DEPOSITS OF MIDDLE / LATE PLAYSTOCENE OF KAMCHATKA

М.М. Певзнер[1], О.И. Смышляева[2], Р.И. Нечушкин[1], Т.Д. Каримов[1,2], В.В. Большакова[1,2], О.В. Яшина[3]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
m-pevzner@mail.ru
[2] Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[3] Череповецкий государственный университет, Череповец, Россия

M.M. Pevzner[1], O.I. Smyshlyaeva[2], R.I. Nechushkin[1], T.D. Karimov[1,2], V.V. Bolshakova[1,2], O.V. Yashina[3],

[1] Geological Institute of RAS, Moscow, Russia
[2] Moscow State University M.V. Lomonosov, Moscow, Russia
[3] Cherepovets State University, Cherepovets, Russia

Главные опорные разрезы среднего и позднего плейстоцена Камчатки расположены в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) в долине р. Камчатки и ее притоков (рис. 1, врезка). Эти обнажения известны с 30-х гг. прошлого века [Кущев, Ливеровский, 1938, 1940]. Детальное изучение отложений, формирующих эти толщи, проводилось в 60-е годы [Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970 и др.]. В статье О.А. Брайцевой с коллегами [2005] есть упоминание о том, что для основания разреза ЦКД трековым методом получена дата около 400 тыс. лет, однако сама дата до сих пор нигде не опубликована. Максимальная мощность разреза (Яр Половинка) составляет около 100 м. Сводный разрез состоит из нескольких крупных пачек (рис. 1). Согласно работе О.А. Брайцевой с коллегами [1968], разрезы представлены эолово-лессовыми отложениями (голоценовый почвенно-пирокластический чехол и позднеплейстоценовые покровные супеси); ледниковыми («мореноподобная толща») и водноледниковыми (галечники) отложениями; а также аллювиальными наносами (толща «косослоистых песков»), которые с видимым размывом ложатся на озерные отложения (толща «синих глин»). Для верхней части отложений (покровные супеси), а также по нескольким костям мегафауны с кос и бечевников в 80–90-е годы была получена серия радиоуглеродных дат, в том числе запредельных [Брайцева и др., 2005]. Для всей остальной толщи (70–80% разреза) изотопное датирование никогда и никем не проводилось.

В 2015 г. нами были проведены рекогносцировочные работы в долине р. Камчатки на участке между поселками Кирганик и Долиновка (рис. 1, врезка). Изучались ранее известные разрезы Яров Генералка, Половинка, Средний, Большой, террасы у Яра Крутого, а также несколько новых обнажений. Была собрана коллекция погребенных почв, торфов, древесины и костей млекопитающих. ^{14}C датирование выполнялось в лаборатории Геологического института РАН (индекс ГИН), а также в AMS-лаборатории университета Оттавы, Канада (индекс UOK). Первые результаты наших исследований представлены на рис.1.

Очевидно, что большинство дат показывают закономерное удревнение возраста вниз по разрезу. Формирование толщи покровных супесей началось около 43–42 тыс. л.н. (ГИН-15293). Для толщи косослоистых песков и «мореноподобных» отложений можно говорить о стоянии дат на рубеже около 43 тыс. лет, что может свидетельствовать о достаточно быстром осадконакоплении. При этом хорошо выраженный размыв кровли синих глин фиксируется и датами (ГИН-15306, -15308 и др.). Примечательна находка в «мореноподобных» отложениях террасы у Яра Крутого нескольких обломков крупной древесины (ГИН-15304). AMS-даты, полученные по костям из косослоистых песков, как минимум не противоречат остальным результатам: UOK-4278 имеет тот же порядок возраста, что ГИН-15302 и ГИН-15311; а кость запредельного возраста (UOK-4279) может быть переотложена аллювиальными песками.

Изучение споро-пыльцевых спектров по датированным прослоям погребенных почв и торфов свидетельствует о крайне близких экологических

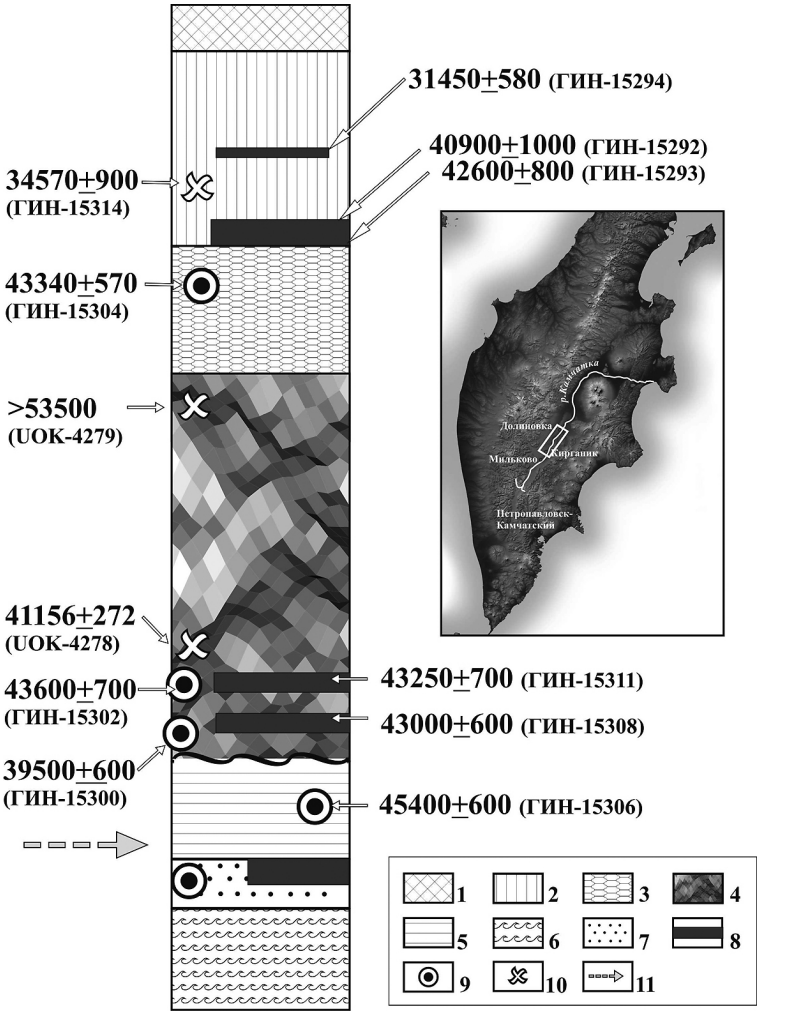


Рис. 1. Схематический сводный разрез рыхлых отложений долины р. Камчатки, по [Брайцева и др., 1968 и др.], с дополнениями авторов. На врезке район исследований.

1 – голоценовый почвенно-пирокластический чехол; 2 – покровные супеси; 3 – галечники и «мореноподобная толща»; 4 – косослоистые пески; 5-6 – «синие глины»: 5 – горизонтальнослоистые, 6 – волнистослоистые; 7 – пески; 8 – прослои торфа и почвы; 9 – погребенная древесина; 10 – кости млекопитающих; 11 – урез реки

обстановках, во время которых накапливалась органика в синих глинах, косослоистых песках и в основании покровных супесей, что – на наш взгляд – скорее свидетельствует в пользу быстрого (первые тысячи лет), а не длительного (сотни тысяч лет) осадконакопления.

Полученные нами данные не достаточны для того, чтобы пересматривать возраст опорных разрезов. Однако явно наметилась серьезная проблема, которую мы планируем решить в ближайшее время с помощью комплексного изотопного ^{14}C и $^{230}Th/U$ датирования.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием ГИН РАН № 0135-2014-0068, при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 15 и проекта РФФИ № 17-05-00352.

Список литературы

1. *Кущев С.Л., Ливеровский Ю.А.* Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии // Труды института физической географии АН СССР, вып. 32. М.: Наука, 1940. 87 с.

2. *Кущев С.Л., Ливеровский Ю.А.* Основные моменты эволюции физико-географических условий Центральной Камчатской депрессии в четвертичный период // Доклады АН СССР, новая серия, 1938. Т. 19. Вып. 8.

3. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 226 с.

4. *Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д.* Новые данные о возрасте плейстоценовых отложений центральной камчатской депрессии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Том 13. № 1. С. 121–130.

5. *Куприна Н.П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки / Труды ГИН АН СССР. Вып. 216. М.: Наука, 1970. 148 с.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕССОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РФ

DISTRIBUTION OF LOESS FORMATIONS IN THE TERRITORY OF THE RUSSIAN FEDERATION

Л.Е. Пестова, В.К. Шкатова

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия
Ludmila_Pestova@vsegei.ru, Valentina_Shkatova@vsegei.ru

L.E. Pestova, V.K. Shkatova

«VSEGEI»

В основу данной работы положена Карта четвертичных образований масштаба 1:2 500 000 (2013–2016 гг.) (КЧО-2500), которая составлена и актуализирована по материалам ГК-1000/3.На территории РФ лессовые образования представлены:1) лессово-почвенной формацией (ЛПФ)– ритмичное чередование в вертикальном разрезе лессовых пород и ископаемых почв; 2) едомой – толща лессовидных алевритов с сингинетическими ледяными жилами; 3) лессоидами – лессовидные породы, частично обладающие инженерными свойствами лессов (просадочность, плотность, пластичность и др.), включающие прослои аллювия и лимния, горизонты криотурбаций.

На схеме, также как, и на КЧО-2500 принята индексация генезиса лессоидов, включающая 3 разновидности: для ЛПФ, накапливающихся в течении неоплейстоцена – LNP; для ЛПФ, накапливающейся начиная с эоплейстоцена – LP; для едомы, формировавшейся в позднем неоплейстоцене – L_{ed}III; для лессоидов среднего верхнего неоплейстоцена – LAII-III. Вертикальной штриховкой показаны площади распространения лессоидов в ледниковых областях, косой – в приледниковых и внеледниковых.

Разрезы ЛПФ отражают климатические и физико-географические особенности времени их формирования. В регионах наибольшей изученности (Европейская Россия, Западная Сибирь) они сопоставленыс изотопно-кислородной океанической шкалой и являются универсальным инструментом для корреляции континентальных отложений разных регионов.

Лессовые образования распространены на территории РФ не равномерно и залегаютна различных элементах рельефа: террасах, склонах и водоразделах (рис.).

Европейская часть России. В районах распространения ледниковых формаций [Геология…, 2006] лессовидные алевриты совместно с нивейно-эоловыми песками слагают субаэральный прерывистый покровный комплекс мощностью 3-4 м преимущественно с черноземовидными, буроземными почвенными горизонтами, датированными ТЛ-методом [Четвертичная…, 1997]. В районе распространения внеледниковой формации южнее границы гляциального лимита квартера плащеобразно залегают мощные лессы, ритмично чередующиеся с ископаемыми почвами, включающие до 9 циклов (лесс-почва) с возрастом от эоплейстоцена до верхнего неоплейстоцена. Здесь ЛПФ залегает на различных гипсометрических уровнях: от 1000–1500 м – на Кавказе до уровня Черного и Азовского морей [Лессовые…, 1986], мощность ее от 70–100 м до 180–220 м на водоразделе Восточного Маныча и Мокрой Буйволы.

Западная Сибирь. В заполярной зоне на востоке Ямала и севере Гыдана плащеобразно залегает 20-метровая толща лессовидных алевритов, датированная ^{14}C-методом, с сингенетическими ледяными жилами – «едома» (L_{ed}III), уходящая под урез Карского моря. В северной ледниковой зоне на всех элементах рельефа лессовидные алевриты небольшой мощности имеют островное распространение, местами замещаясь дюнными или бугристыми песками. В центральной приледниковой зоне лессоиды накапливались на междуречьях в ледниковые фазы среднего и позднего неоплейстоцена (LAII-III). Они содержат три погребенные почвы, линзы болотных и мелководно озерных отложений [Каплянская, Тарноградский, 1974] и в придолинных понижениях достигают максимальной мощности (до 50 м). Во внеледниковой зоне разрез ЛПФ начинается с верхненгоэоплейстоцена включает до 11 циклов (лесс–почва) [Зыкина, 2012]. Высокая аридность обстановки позднего неоплейстоцена этой зоны отмечена их значительной мощностью и многочисленными песчаными гривами, вероятно, эолового происхождения.

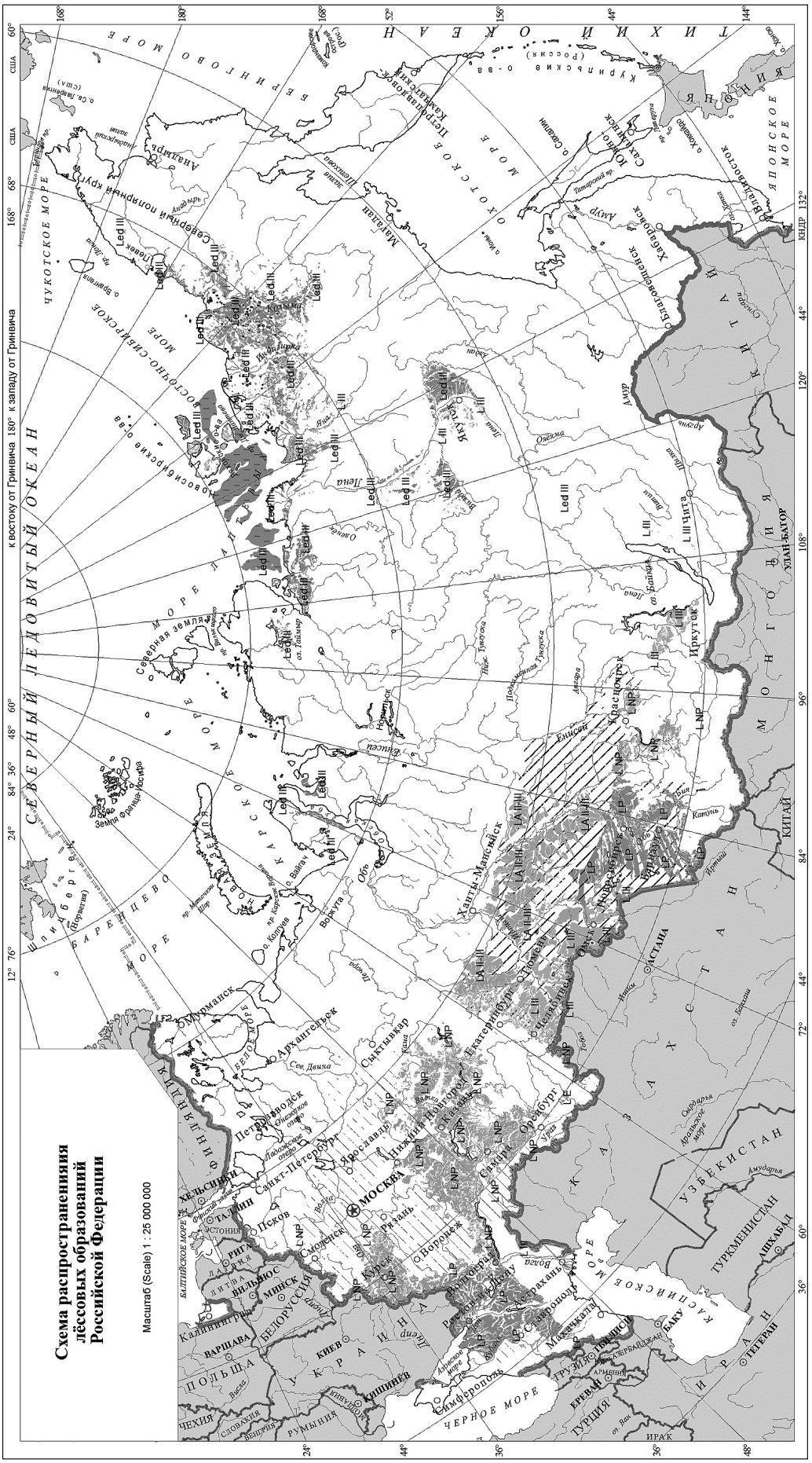


Рис. Схема распространения лессовых образований на территории РФ

В арктической зоне Средней Сибири и Северо-Востока на протяжении позднего неоплейстоца нанакапливались едомные образования (L_{ed}III). Для них характерны алевритовый состав, высокая льдонасыщенность и массовые включения остатков териофауны мамонтового комплекса. Мощность едомных образований достигает 50 м. Они широко развитые в Центральной Якутии, на побережье, островах и шельфе арктических морей. На о. Бол. Ляховский едома датирована U/Th-методом.

В Предалтайской равнине, Минусинской и Кузнецкой впадинах ЛПФ мощностью от 3–5 м до 15–20 м образует покров на всех элементах рельефа, включает до 9 циклов (лесс-почва), возраст которых охарактеризован ТЛ и ^{14}C датировками [Зыкина, 2012].

На Лено-Ангарском плато и в Иркутско-Черемховской впадине лессоиды образуют сплошные и прерывистые покровы мощностью от 3–5 м до 10–20 м на разнообразных элементах рельефа с 2–3 уровнями криоаридного почвообразования.

В Забайкалье и на Дальнем Востоке на схеме распространения лессовых образований они не показаны, т.к. на эту территорию отсутствуют карты четвертичных образований Госгеолкарты-1000/3, 1000/2. В то же время инженерно-геологические исследования свидетельствуют о достаточно широком распространении лессов в этих регионах [Лессовые…, 1986].

Список литературы

1. Геология и полезные ископаемые. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России СПб. Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.

2. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири. Новосибирск: Академ. изд-во «ГЕО», 2012, 447 с.

3. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Средний и верхний плейстоцен низовьев Иртыша. Л., Недра, 1974. 160 с.

4. Лессовые породы СССР. М., Недра, 1986, т. I, II, 232 с., 276 с.

5. Четвертичная геология и палеогеография России. М., ГЕОС, 1997. 210 с.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ НАЧАЛА КВАРТЕРА | ENVIROMENT OF THE EVENTS IN THE START QUATERNARY

В.В. Писарева, М.А. Фаустова

Институт географии РАН, Москва, Россия
vvpisareva@igras.ru

V.V. Pisareva, M.A. Faustova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

В связи с понижением границы квартера до уровня 2.588 млн л.н. (начала гелазия) проведена систематизация собственных и опубликованных материалов по геологии и палеогеографии позднего плиоцена в пределах территории Восточной Европы. Начиная с плиоцена, возрастают ритмически упорядоченные колебания климата, оформляются новые зоны: тундр, степей, пустынь. Уже установлено, что в начале гелазия – в среднем акчагыле началось глобальное похолодание, которое привело к материковому оледенению – заполнению скандинавскими льдами впадин Балтийского и Северного морей. Тогда же возник и ледниковый щит Баренцева моря [Зубаков, 2006]. Это похолодание, рассматриваемое в Западной Европе как претегеленское, отразилось на составе флоры и фауны. В Нидерландах оно сопровождалось инвазией северных элементов [Zagwijn, 1985], в Прибалтике, Беларуси и других районах Восточной Европы – распространением видов, характерных для перигляциальных ландшафтов – Betula nana, Juniperus, Selaginella selaginoides, S. helvetica, S. tetraedra и появлением в

составе фауны леммингов – Villania sp., Lemmus, а также других обитателей холодной лесостепи [Изменение климата…, 1999; Рылова, Якубовская, 1999]. Этот рубеж примерно совпадает с магнитной инверсией Гаусс/Матуяма – началом среднего виллафранка и появлением хапровской фауны с архаичным видом слона Archidiskodon gromovi Garutt et Alexeeva. Вторая половина гелазия отличается нестабильностью климатической обстановки. Выделенное в Западной Европе тегеленское потепление, неоднократно прерывалось похолоданиями, что подтверждается и нашими материалами.

На территории Удмуртского Прикамья к гелазию относятся отложения, участвующие в заполнении древних переуглубленных долин верхнего течения Камы, Ижа и Кырыкмаса. Результаты исследования моллюсков, остракод, растительных остатков, спор и пыльцы опубликованы ранее [Писарева и др., 1981]. Как показывают палеоботанические данные, в этом районе с началом гелазия (средним акчагылом) связано распространение еловых лесов, близких к северотаежным, ассоциировавших с пихтой и лиственницей, а также вересковых боров, с зарослями можжевельника и березняков. В первой половине среднего акчагыла встречались тсуга, тисс и редкие широколиственные породы – дуб, вяз и липа. Позже в сообществах возросла роль сосны и березы, появились сибирские виды Pinus sibirica, Betula exilis и Alnus hirsuta. Растительность такого же состава реконструируется для времени формирования аллювия чистопольского горизонта бассейна р. Камы [Горецкий, 1964] и отложений зилим-васильевского горизонта Башкирского Предуралья, где морские осадки среднего акчагыла с кардиидами и авимактрами датированы хапровской фауной мелких млекопитающих [Немкова и др., 1972].

Продвижение к югу во время среднего акчагыла еловых и сосново-березовых лесов с кустарниковой березой, верещатниками и можжевельником установлено по материалам Саратовского Заволжья. Здесь к среднему акчагылу относятся солоноватоводные отложения максимальной трансгрессии с фауной моллюсков – Cardium dombra Andrus., Cardium limosum Tscheltz., Avimactra subcaspia Andrus., Potamides ex gr. caspius Andrus., Glessiniola polejaevi Andrus. и др. (определения Ю.Г. Чельцова), вскрытые у дер. Алтата (в районе г. Ершова), дер. Ново-Поповка (СВ с. Приволжское) и у с. Наумовка на 2-й н/п террасе р. Б. Иргиз. Отчетливо выраженное похолодание прослеживается и по другим палинологическим материалам Саратовского Заволжья, а также на территории Волгоградского Заволжья, Астраханской области [Кузнецова, 1971; Коваленко, 1971; Найдина, 2007]. С регрессивной фазой акчагыльского бассейна связано распространение полынно-маревых ассоциаций с участием галофитов и ксерофитов. Южнее, на полуострове Мангышлак среднеакчагыльские отложения с планктонными фораминиферами нонианид, эльфидиид, дискорбит, клессиниол и кассидулинид (определения Л.С. Пишвановой) были вскрыты скважиной в ядре синклинальной складки. По данным спорово-пыльцевого анализа осадконакопление началось во время распространения полынно-злаково-разнотравных степей, сменившихся позже разреженными хвойными, в основном сосновыми лесами с примесью тсуги, лиственницы, пихты, оморикоидной ели, мелколиственных и редких широколиственных пород – дуба, вяза и липы. Открытые участки были заняты степной растительностью, состоящей из различных маревых, полыни, разнотравья, а также эфедры.

В бассейне Среднего Дона в Острогожском районе Воронежской области, где находится стратотипический разрез Урывской свиты, в начале среднего акчагыла произрастали разреженные березовые и сосново-березовые леса. Криомер, получивший название хворостянского, коррелируется с претегеленом Западной Европы [Писарева, Красненков, 1979; Агаджанян и др., 2009]. В начале позднего акчагыла, к которому относятся верхнеурывские органогенные отложения, устанавливается хорошо выраженное потепление климата. В это время в бассейне Дона распространились хвойные леса с широколиственными породами и подлеском из кустарников Dierwilla и Ligustrum. Среди водных и болотных растений многие виды не встречаются в этой местности. Из них 13% составляют восточноазиатские и северо-американские виды, а 23% – вымершие [Никитин, 1957].

К более позднему потеплению относятся пески кривской свиты с фауной мелких млекопитающих хапровского комплекса, вскрытые в разрезах на южном берегу Цимлянского водохранилища [Додонов и др., 2007]. В бассейне Верхнего Дона с ним связано формирование отложений белогорской свиты у нас. пункта Белая Гора, в 5 км севернее г. Воронежа [Холмовой и др., 1985]. На основании спорово-пыльцевого анализа Р.С. Холмовая для белогорского времени выделяет два относительных потепления с кратковременным похолоданием между ними. Раннее из них, по сравнению с поздним, характеризуется более влажным климатом. Однако во время обоих потеплений территория относилась к лесостепной зоне. Палеокарпологические данные, по заключению П.И. Дорофеева, подтверждают более молодой возраст белогорских отложений по сравнению с верхнеурывскими.

В Приазовье, согласно результатам спорово-пыльцевого анализа образцов из Ливенцовского карьера Е.Н. Ананової и М.П. Гричук, рекон-

струируется степная растительность [Байгушева, 1964]. Завершает гелазий криомер с холодостойкими растениями. А.К. Агаджанян, Ю.И. Иосифова и В.В. Семенов относят его к предолдувейскому интервалу хрона Матуяма [Агаджанян и др., 2009].

Начиная с 60-х годов прошлого столетия обсуждается проблема о наличии прямой связи между акчагыльским морем и Арктикой и проникновения бореальных морских вод через Камо-Печоро-Вычегодский водораздел в долину палео-Камы. В связи с этим представляют интерес результаты исследования отложений колвинской свиты по скв. 113, пробуренной на правом берегу р. Северной Мылвы в 6,0 км ЮВ г. Троицко-Печорска. Здесь, согласно описанию геолога Ю.И. Климова, под аллювием 2-й н/п террасы реки и двумя горизонтами валунных суглинков, разделенных глинами и песками, вскрыты:

Глина темно-серая с зеленоватым оттенком, сильно опесчаненная, с прослоем в интервале глубин 48,0–49,0 м торфянистой гиттии 39,0–51,5 м

Глина темно-серая, опесчаненная, в основании слоя с гнездами порошкообразного гипса, с гравием и галькой кремня и кварца в основании слоя 51,5–61,5 м.

Результаты спорово-пыльцевого анализа и определение макроостатков свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило во время прохладного межледниковья. Согласно заключению Ф.Ю. Величкевича, выявленная флора лесная, бесспорно плейстоценовая, каких-либо особых признаков древности в ней нет. Палинологические данные свидетельствуют о том, что в это время в бассейне Сев. Мылвы произрастали темнохвойные еловые с примесью пихты и сосново-березовые леса. Господствовала обыкновенная ель, но изредка встречалась и оморикоидная. Сосна была представлена тремя секциями P. sect. Eupitys, P. sect. Cembra и .sect. Strobus. Характерными спутниками темнохвойных таежных формаций были папоротники Dryopteris Linneana, D. fragrans и плауны Lycopodium complanatum. В климатическом оптимуме доминировали сосново-березовые леса с небольшим участием дуба, вяза, клена, липы и граба. Содержание их в спектрах не превышает 5–6% от общего состава пыльцы древесных пород. Согласно проведенным исследованиям, колвинские отложения, скорее всего, могут относиться к одному из межледниковий эоплейстоцена, возможно, к акуловскому, что не дает возможность предполагать о связи акчагыльского морского бассейна с Арктикой.

Работа выполнена в рамках фундаментальных научных исследований (ГП 14) по теме «Реконструкция палеогеографических обстановок ледниковых и межледниковых эпох…» (рег. № 01201352492 (0148-2014-0001).

Список литературы

1. *Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., Семенов В.В.* Стратиграфия и климатические события плиоцена Верхнего Дона // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008г.) Материалы Всероссийского научного совещания. Москва, 13 апреля 2009 г. Москва. ГЕОС. 2009. С. 24–28.

2. *Байгушева В.С.* Хапровская фауна Ливенцовского песчаного карьера (Ростовская область) // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода. Москва. 1964. № 29. С. 44–50.

3. *Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 413 с.

4. *Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В., Иноземцев С.А., Симакова А.Н., Никольский П.А., Трубихин В.М.* Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений низовьев Дона, разрезы побережья Цимлянского водохранилища // Геологические события неогена и квартера России: Современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Материалы Всероссийского научного совещания. Москва, 27-30 марта 2007 г. М: ГЕОС. 2007. С. 43–52.

5. *Зубаков В.А.* Великое Баренцевоморско-акчагыльское оледенение (2,55–2,44 млн л.н.) // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Материалы Международного симпозиума Азов / Ростов-на-Дону 26–29 сентября 2006. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. 2006. С. 73–76.

6. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет. Отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 1999. 260 с.

7. *Коваленко Н.Д.* Спорово-пыльцевая характеристика верхнеплиоценовых отложений Сев. Прикаспия и Саратовского Заволжья // Стратиграфия неогена Востока Европейской части СССР. М.: Недра. 1971. С. 99–106.

8. *Кузнецова Т.А.* Значение спорово-пыльцевых спектров для расчленения и корреляции морских и континентальных верхнеплиоценовых отложений Поволжья и смежных областей // Стратиграфия неогена Востока Европейской части СССР. М.: Недра. 1971. С. 65–81.

9. *Найдина О.Д.* Климатические флуктуации на Северном Прикаспии во время акчагыльской трансгрессии по данным спорово-пыльцевого анализа: сопоставление региональных и глобальных изменений // Материалы Всероссийского научного совещания. Москва. 27–30 марта 2007. М.: ГЕОС. 2007. С. 92–96.

10. *Немкова В.К., Попов Г.И., Попова-Львова М.Г., Сухов В.П., Яхимович В.Л.* Фауна и флора Аккулаево (опорный разрез среднего акчагыла – среднего Апшерона Башкирии). Отв. ред. В.Л. Яхимович. Уфа. БФАН СССР. 1972. 144 с.

11. *Никитин П.А.* Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1957. 206 с.

12. *Писарева В.В., Красненков Р.В.* К палинологической характеристике плиоценовых отложений с. Урыв на Дону // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. Воронеж. Изд-во Воронежского Ун-та. 1979. С. 36–42.

13. *Писарева В.В., Постникова Е.В., Мотуз В.М., Найдина Н.Н., Мешков П.И., Уланов Е.И.* Акчагыльские отложения юго-восточной Удмуртии // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука. 1981. С. 86–95.

14. *Рылова Т.Б., Якубовская Т.В.* Анализ претегелена на территории Беларуси по палеоботаническим данным // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тезисы IX Всерос. Палинологической конференции 13–17 сентября 1999. М.: ИГИРГИ. 1999. С. 253–254.

15. *Холмовой Г.В., Красненков Р.В., Иосифова Ю.И.* Верхний плиоцен бассейна Дона. Ред. С.М. Шик. Воронеж. Изд-во Воронежского университета. 1985. 144 с.

16. *Zagwijn W.H.* An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. Geologie en Mijnbouw 64. 1985. P. 17–24.

ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

PROBLEMS OF THE STRATIGRAPHY OF THE MIDDLE PLEISTOCENE EASTERN EUROPE

В.В. Писарева[1], Н.Г. Судакова[2], М.А. Фаустова[1]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия
[2] Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
vvpisareva@igras.ru

V.V. Pisareva, N.G. Sudakova, M.A. Faustova

[1] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Проблема стратиграфии среднего неоплейстоцена является одной из дискуссионных в четвертичной геологии. Разногласия касаются выделенных климатостратиграфических подразделений, их возраста и ранга (табл. 1). По-разному оценивается длительность лихвинского межледниковья и количество в нем оптимумов. Нет единого мнения – с каким ярусом изотопно-кислородной шкалы следует сопоставлять лихвинское межледниковье – с 9 или 11. В лихвинско-днепровском интервале одни исследователи выделяют два межледниковья – чекалинское и черепетьское [Болиховская,1995], другие – только интерстадиальные потепления. Московское оледенение часто рассматривается как стадия днепровского [Величко и др., 2013].

Не останавливаясь на хорошо известной палеоботанической и фаунистической характеристике лихвинских отложений стратотипа у г. Чекалин и его возрастных аналогов, отметим, что концепция двух оптимумов в этом межледниковье не обоснована ни геологическими, ни палеоботаническими данными [Величкевич, 1982; Гричук, 1989]. Что касается переходного периода от лихвинского межледниковья к днепровскому оледенению, то в данном случае

дискуссия связана с недостаточной изученностью в нем климатических колебаний. Как показывают наши материалы, во время этого относительно длительного периода происходило чередование похолоданий и интерстадиальных потеплений. Из них наиболее существенным было первое – кошинское потепление, в составе растительных формаций которого наряду с представителями субарктической и северо-бореальной флоры встречались редкие широколиственные породы. Это потепление выявлено при палеоботаническом исследовании разрезов на р. Большая Коша – у погоста Илья Пророк, в бассейне р. Оки – у сел. Фатьяновка и Троицкое, в Рублевском карьере Подмосковья, в Львовской области – с. Крукеничи и др. [Колесникова, Хомутова, 1972; Величкевич, 1982; Гричук, 1989]. К кошинскому интерстадиалу, возможно, относится и короткое чекалинское потепление, установленное при палинологических исследованиях лихвинского стратотипа [Болиховская, 1995]. Здесь в составе пыльцы древесных пород отмечено присутствие вида сосны Pinus sibirica – эдификатора сибирских таежных лесов.

Климат второго – булатовского интерстадиала – стратотип у д. Булатово Тверской обл. [Колесникова, Хомутова, 1972] был более холодным по сравнению с предыдущим, а растительность напоминала среднетаежные леса Западной Сибири. При нарастании континентальности во время третьего – марьинского потепления (стратотип у дер. Марьино в Северном Подмосковье) происходило расселение березовых лесов с лиственницей [Шик и др., 2006]. Дальнейшее похолодание сопровождалось распространением перигляциальной лесостепной растительности. С ним связаны находки лемминговой фауны в разрезах у гор. Чекалина и Рыбинска – д. Копаево [Агаджанян, 2009; Разрезы…, 1977]. Сходные высокочастотные климатические колебания установлены после гольштейна на территории Нидерландов, где тренд направленного похолодания прерывали интерстадиальные потепления хогевейн и бантега. Два интерстадиала после мазовецкого межледниковья выделяются в Польше.

Наиболее дискуссионным на протяжении многих лет является вопрос о самостоятельности московского оледенения [Гричук, 1989; Москвитин, 1954; Реконструкция…, 2008]. За стратотип днепровско-московского – одинцовского межледниковья в 40-х годах прошлого столетия был принят разрез у ст. Одинцово Московской области, где в карьерах кирпичного завода ниже московской морены, возраст которой подтверждался находками фауны крупных млекопитающих, можно было видеть погребенную подзолистую почву с мерзлотными криотурбациями и ледяными клиньями [Москвитин, 1954]. А.И. Москвитин относил ее к одинцовскому межледниковью. В начале 60-х годов прошлого столетия, исходя из условий залегания, одинцовскими считались и нижележащие озерные отложения, вскрытые скважинами рядом с карьером у дер. Акулово. Позднее их возраст был пересмотрен в сторону удревнения [Бреслав и др., 1979].

Неполнота разреза, обусловленная размывом пород, экзарацией, гляциодинамическими и другими нарушениями часто приводит к разногласиям, особенно, если принимаются во внимание только условия залегания.

Для решения дискуссионных вопросов большое значение имеет сопоставление событийных шкал Сатинского страторайона с эталонным для Центра Русской равнины Чекалинским опорным разрезом [Реконструкция…, 2008; Судакова и др., 2007]. Оба они удачно дополняют друг друга: в Чекалинском – наиболее подробно расшифрована палеоклиматическая ритмика лихвинской эпохи, последующее похолодание с этапами потеплений, а также условия залегания днепровской морены. На Сатинском полигоне надежно диагностирован двухъярусный стратотип среднерусского надгоризонта, включающий днепровский (310–270 тыс. л.н. – МИС 8) и московский (220–150 тыс. л.н. – МИС 6) ледниковые этапы, а также датированные термолюминисцентным методом сатинские отложения (МИС 7) с межледниковой флорой. Днепровская морена Центрального региона, согласно материалам Л.Н. Андреичевой и Н.Г. Судаковой, сопоставляется с печорской, а московская – с вычегодской [Реконструкция…, 2008]. Московское оледенение, как показали проведенные исследования, имело две стадии.

Днепровско-московское потепление, выделяемое одними исследователями под названием сатинского, а другими – горкинского, по теплообеспеченности значительно уступало как лихвинскому, так и микулинскому межледниковью. В его оптимуме на территории Средней полосы Восточной Европы произрастали олигодоминантные хвойно-широколиственные леса, с небольшим участием липы и вяза, реже дуба и граба. В составе пыльцевой флоры единично встречались ель – Picea sect. Omorica и сосна – Pinus sect. Strobus, а среди растительных остатков – Carex paucifloroides и Scirpus atrovirens, не отмеченные в позднем плейстоцене. Однако, потепление такого ранга пока не нашло подтверждения в перигляциальной зоне.

Имеющиеся геологические, палеоботанические и геохронологические данные подтверждают наличие в среднем неоплейстоцене потепления межледникового типа (горкинского, сатинского), а, следовательно, вероятность самостоятельности днепровского и московского оледенений (табл. 1).

Таблица 1

Корреляция природных событий среднего неоплейстоцена

Горизонты Межрегиональной схемы МСК, 2007.	Восточно-Европейский ледниковый регион			
	Судакова Н.Г. и др., 2007	Величко А.А. и др., 2013	Шик С.М. и др., 2016	Писарева В.В. Судакова Н.Г. Фаустова М.А., 2017
Московский	Московское оледенение: Поздняя стадия; Интерстадиал; Ранняя стадия	Днепровское оледенение: Московская стадия; Костромской интерстадиал; Днепровская стадия	Московское (днепровское) оледенение: Поздняя стадия; Костромской интерстадиал; Ранняя стадия	Московское оледенение: Поздняя стадия; Костромской интерстадиал; Ранняя стадия
Горкинский	Сатинское межледниковье	Интерстадиал	Горкинское межледниковье	Горкинское (Сатинское) межледниковье
Днепровский	Днепровское оледенение	Стадия	Вологодское оледенение	Днепровское оледенение
Чекалинский	Чекалинское потепление	(Чекалинское) межледниковье	Чекалинское межледниковье	Кошинский интерстадиал
Калужский	Калужское похолодание	Печорское оледенение	Калужское похолодание	Калужское похолодание
Лихвинский	Лихвинское межледниковье	Лихвинское межледниковье	Лихвинское межледниковье	Лихвинское межледниковье

Список литературы

1. *Агаджанян А.К.* Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука. 2009. 674 с.

2. *Болиховская Н.С.* Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во. МГУ. 1995. 270 с.

3. *Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И.* Новые данные по Одинцовскому разрезу // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 1. С. 161–166.

4. *Величкевич Ф.Ю.* Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины / Минск: Наука и техника. 1982. 207 с.

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

6. *Колесникова Т.Д., Хомутова В.И.* Ископаемая среднеплейстоценовая флора у дер. Булатово Калининской области. // Бот. журн. Т. 57. № 11. Л.: 1972. С. 1422–1428.

7. *Москвитин А.И.* Путеводитель экскурсий совещания по стратиграфии четвертичных отложений. (Подмосковье – Старая Рязань – Галич). Изд-во АН СССР. М.: 1954. 71 с.

8. Разрезы новейших отложений ледниковых районов Центра Русской равнины. Под редакцией академика К.К. Маркова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.

9. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. Авторы Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская, В.С. Гунова, С.С. Карпухин, В.А. Костомаха, Г.М. Немцова, Г.И. Рычагов, С.С. Фаустов. М.: МГУ, 2008. 164 с.

10. *Шик С.М., Зарина Е.П., Писарева В.В.* Стратиграфия и палеогеография неоплейстоцена Центра и Северо-Запада Европейской России. // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра. 2006. С. 85–121.

КЛЮЧЕВЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДЛЯ ОЗЕР БЕЛАРУСИ В МУРАВИНСКОМ И ГОЛОЦЕНОВОМ МЕЖЛЕДНИКОВЬЯХ

KEY FEATURES OF SEDIMENTATION BACKGROUND FOR BELARUS LAKES IN THE MURAVA INTERGLACIAL AND HOLOCENE

Н.М. Писарчук, Е.А. Козлов

Белорусский государственный университет, Минск, Беларусь
pisarchukova@yandex.ru, e-kozlov83@mail.ru

N.M. Pisarchuk, Ya.A. Kazlou

Belarusian State University, Minsk, Belarus

Фон осадконакопления служит основой для оценки состояния лимносистемы и предшествует выработке эталона ее развития. Чем длиннее хронологическая ретроспектива такой оценки, тем более четкие критерии заложены в прогноз устойчивости.

Для характеристики фона мы используем понятие о структуре седиментогенеза. Оно позволяет рассматривать хронологию процессов заиления, выделяя главную компоненту накопившегося материала [Абросов, 1982]. Типизация седиментогенеза в ранге типа и подтипа подтверждает закономерную смену высокозольных осадков малозольными (табл.): установившийся лимногенез указанных этапов реализован в стабильном накоплении глинистого и органического материала [Писарчук, Козлов, 2016].

Значит, фон осадконакопления контролируется, помимо внутренних факторов эвтрофирования, внешними факторами минерального питания, включая ионный сток, эрозионный размыв, дренаж. Поэтому, важным параметром фона седиментации мы считаем структуру седиментации. Ее зональные черты отражают смену главных компонент осадка при закономерной природно-климатической трансформации водосбора [Писарчук и др., 2016]. Наиболее яркий пример этой связи – это момент стабилизации величин и структуры седиментации: на юге Беларуси он проходит раньше, чем в центре, а в центре – раньше, чем на севере. Аналогичные закономерности прослеживаются и по гипсометрическим ступеням: чем выше – тем раньше. Время, затраченное на стабилизацию седиментации, сравнимо по продолжительности со сменой климатиче-

Таблица

Зависимость соотношения терригенных, смешанных и органогенных отложений в муравинский и голоценовый этапы от природно-климатических условий

Характеристика		Природно-климатические условия		
		восходящий тренд	оптимум	нисходящий тренд
муравинский этап				
количество проб		191 (35%)	277 (52%)	69 (13%)
мощность	структура	3:6:1	2:6:1	1:1:1
	фон, м	1,12±0,2 (±18%)		
подтип осадконакопления		глинистый / илисто-песчаный	илистый / илисто-глинистый	илово-глинистый
голоценовый этап				
количество проб		137 (35%)	126 (33%)	125 (32%)
мощность	структура	6:2:1	6:1:3	1:2:1
	фон, м	0,25±0,03 (±12%)		
подтип осадконакопления		сапропелево-илистый / илисто-песчаный	сапропелево-песчаный / илисто-глинистый	илистый

ского тренда. Это значит, что мобильность фона – неизменная составляющая лимногенеза. Обе они служат объектами реконструкции.

Фон осадков относительно мощности – дифференцированный дискретно меняющийся показатель. Фон мощности отражает главенствующую компоненту осадков по величине, а значит, это неэластичный показатель со значительной альтернативой входящих в него слагаемых. Отмечая общую тенденцию к становлению зональной илисто-глинистой компоненты фона, мы замечаем присутствие региональной составляющей (рис. 1). Например, региональная составляющая (рис. 2) в муравинское время проявлялась на северо-западе, где господствовал глинистый подтип седиментогенеза, и на юго-западе, где проявлялся иловый подтип седиментогенеза; в голоценовое время она состоит в формировании глинистого подтипа седиментогенеза [Козлов, 2016], который закрепился на западе, и илового подтипа седиментогенеза, который относительно муравинского времени сместился в центр.

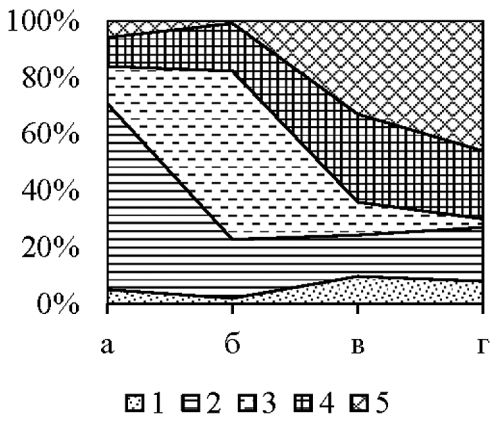


Рис. 1. Типичная структура главных компонент седиментогенеза.

Преобладание подтипа седиментогенеза: а – глинистого, б – илистого, в – илового, г – сапропелевого, подтипы седиментогенеза: 1 – песчаный, 2 – глинистый, 3 – илистый, 4 – иловый, 5 – сапропелевый

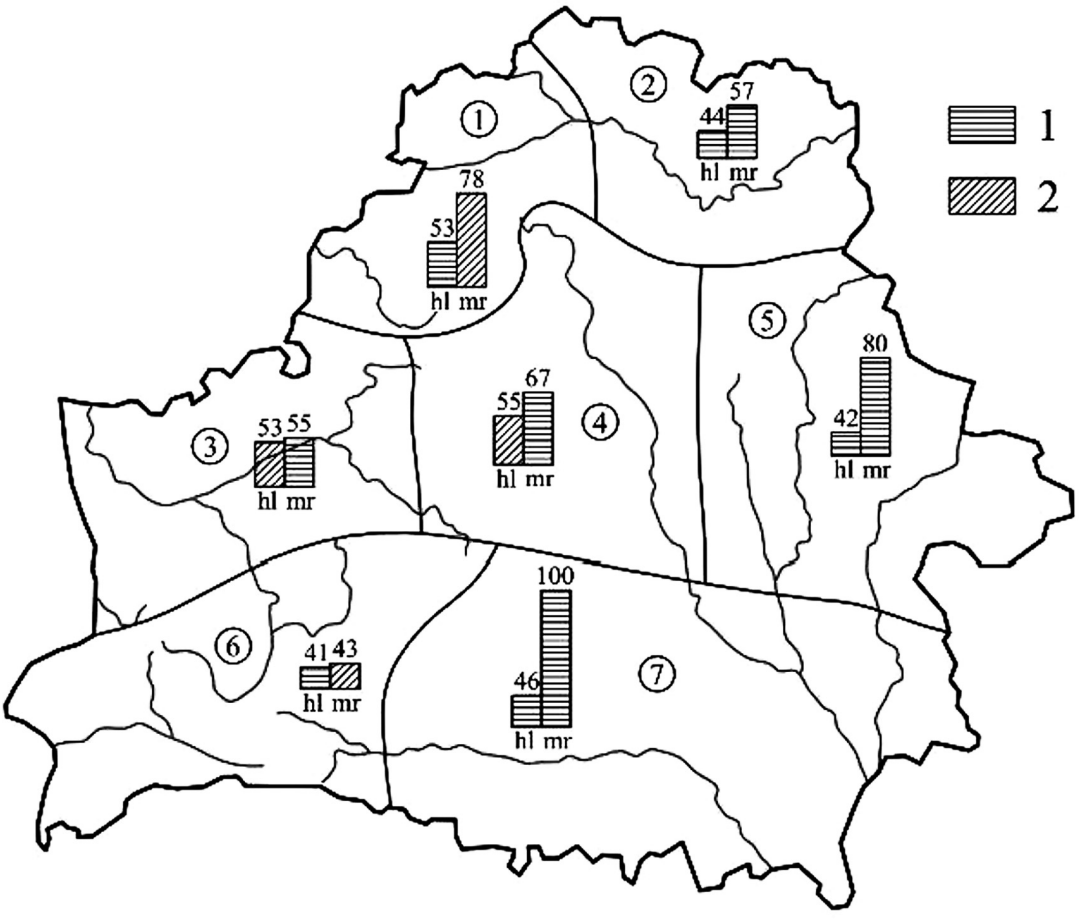


Рис. 2. Изменение роли главной компоненты озерного седиментогенеза в позднем плейстоцене Беларуси.

Условные обозначения: главные составляющие: 1 – зональная, 2 – региональная; районы: ① – Двинско-Дисненский, ② – Западно-Двинский, ③ – Неманский, ④ – Свислочский, ⑤ – Днепровско-Сожский, ⑥ – Бугско-Припятский, ⑦ – Припятско-Днепровский; этапы mr – муравинский, hl – голоценовый; над столбиками доля в мощности отложений, %

В голоценовое время в районах с господством сапропелевого подтипа седиментогенеза формируется слабая концентрация осадков [Козлов, 2016], то есть отложения этого подтипа более вариативны, чем остальных (преимущественно на юге). В районах с иловым подтипом седиментогенеза развивается средняя концентрация осадков, то есть отложения этого подтипа относительно мало вариативны (преимущественно на севере). В муравинское время в районах с господством илистого подтипа седиментогенеза формируется средняя концентрация осадков.

Характеристика фона седиментогенеза: 1) на востоке и юго-востоке – выявлена одна господствующая компонента (зональная), концентрация выше среднего (рис. 2), господствует аллохтонный материал, фоновые мощности осадков в голоцене значительно ниже; 2) на западе и юго-западе – господствующих компонент две, концентрация слабая, фоновые мощности осадков и в голоцене, и в муравинское время низкие и близки между собой по величине; 3) в центре и на севере – господствующая компонента одна (зональная), концентрация средняя, господствует автохтонный материал, фоновые мощности осадков в голоцене несколько ниже, чем на муравинском этапе.

Список литературы

1. *Абросов В.Н.* Зональные типы лимногенеза. Л.: Наука, 1982. 144 с.

2. *Козлов Е.А.* Региональные особенности концентрации озерной седиментации в голоцене Беларуси // Геология, геоэкология, эволюционная география: тр. межд. сем. Т. 15. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена, 2016. С. 308–312.

3. *Писарчук Н.М., Козлов Е.А.* Межледниковые отложения Беларуси: муравинский и голоценовый этапы // Пути эволюционной географии: мат-лы всерос. научн. конф. М.: ИГ РАН, 2016. С. 526–529.

4. *Писарчук Н.М., Новенко Е.Ю., Козлов Д.Н., Шилов П.М.* Влияние климатических изменений на лесные экосистемы и процессы заболачивания в Центрально-Лесном заповеднике // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. 2016. № 4. С. 73–82.

РАССЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА В АРКТИКЕ В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ МИС 3: НОВЫЕ ДАННЫЕ

HUMAN POPULATION OF THE ARCTIC IN THE FIRST HALF OF MIS 3: NEW DATA

В.В. Питулько[1], Е.Ю. Павлова[2], П.А. Никольский[3]

[1] Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия
pitulkov@gmail.com
[2] ФГБУ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
pavlovaelena759@gmail.com
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия
wberingia@gmail.com

V.V. Pitulko[1], E.Y. Pavlova[2], P.A. Nikolskiy[3]

[1] Institute for Material Culture History, RAS, St. Petersburg, Russia
[2] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
[3] Geological Institute, RAS, Moscow, Russia

Свидетельства расселения человека в Арктике в эпоху, предшествующую последнему ледниковому максимуму, чрезвычайно редки. Фактически, они стали известны лишь в последние 20 лет в связи с открытием стоянок Мамонтовая Курья [Pavlov et al., 2001] в Европейской Арктике и, соответственно, Янской стоянки в Сибирской Арктике [Pitulko et al., 2004]. До этого считалось, что человек начал осваивать арктическую область земного шара лишь на рубеже голоцена, и эти представления связыва-

лись с находками на стоянке Берелех, которая, с момента ее открытия в 1971 г. [Верещагин, Мочанов, 1972], на протяжении десятилетий оставалась древнейшим свидетельством расселения человека к северу от Полярного круга. Ее возраст составляет около 12,000 ^{14}C л.н. [Pitulko, 2011], и существенно уступает возрасту как Янской стоянки [Pitulko et al., 2004], так и возрасту местонахождения Мамонтовая Курья [Pavlov et al., 2001]. Так или иначе, материалы указанных памятников с момента их обнаружения позволяли уверенно говорить о присутствии человека в некоторых районах Арктики, по крайней мере, на заключительном этапе МИС 3, около 30,000 л.н.

Важнейшим фактором, определяющим процессы расселения людей по планете, во все эпохи являются условия природной среды. Природные условия межледниковья в Евразийской Арктике были неоднородны во времени и пространстве, существенно различаясь даже в пределах того или иного хроносреза МИС 3. Однако в целом они были благоприятны для развития популяций крупных травоядных позднего плейстоцена на всем протяжении МИС 3, а в ряде областей – прежде всего, в восточносибирской Арктике – оставались приемлемы и в эпоху последнего оледенения, включая самые холодные и сухие периоды максимума похолодания [Astakhov, 2014].

Своеобразный тундро-степной биом, сформировавшийся в северной Евразии на раннем этапе MIS 3, получил название «мамонтовой степи». Для популяций мамонтов характерны определенные колебания численности, реконструированные на основании статистики радиоуглеродных дат [Nikolskiy et al., 2011]. Тем не менее, на протяжении всей стадии 3, т.е. примерно от 55,000 до 24,000 л.н. они были вполне благополучны и составляли, наряду с популяциями других крупных травоядных, практически неисчерпаемый пищевой ресурс.

Круг свидетельств раннего расселения человека в Арктике заметно расширился в последнее время. В ряде случаев они связаны со следами прошлой охотничьей деятельности человека [Pitulko et al., 2014; Pitulko et al., 2016], опознанной на костных остатках плейстоценовой фауны, найденных вне связи с наборами артефактов, однако данное обстоятельство не влияет на степень доказательности подобных находок.

Так, из местонахождения Бунге-Толля/1885 (ручей Юниген, приток р. Яны в среднем течении) происходит кость волка с явным следом антропогенного воздействия. Установлено, что волк, получивший колото-рубленную рану острым орудием в проксимальную область левой плечевой кости, прожил, судя по признакам регенерации костной ткани, еще несколько месяцев после ранения, на этом основании прямая радиоуглеродная датировка 44,650 +950/–700 (GrA-57022) определяет время контакта животного с человеком. Датировка Сопкаргинского мамонта, погибшего в результате подобного события – его костные остатки хранят разнообразные следы перимортальных и постмортальных повреждений – составляет 44,570 +950/–700 (GrA-57723) и контролируется возрастом перекрывающих отложений [Pitulko et al., 2016]. В этой связи весьма интересно, что на Таймыре следы пребывания человека, имеющие возраст более 6000 л.н., отсутствуют [Хлобыстин, 1998]. В то же время, перимортальные повреждения на костях Кастыстахского мамонта [Kirillova et al., 2012], чей возраст около 27,000 л.н., в определенном смысле заполняют хронологический разрыв между этими молодыми объектами и Сопкаргинским мамонтом, чьи кости сохранили следы охотничьего воздействия.

Помимо перечисленных находок, имеются твердо установленные факты присутствия древнего человека на ряде объектов севера Яно-Индигирской низменности, в низовьях р. Яны (пункт Верхний Янского комплекса стоянок), местонахождениях Кючюс и Аллаиха 044. Эти объекты находятся в начальной стадии изучения, по этой причине их культурная характеристика и тафономия находок не всегда понятны, однако все указанные пункты содержат несомненный сигнал, свидетельствующий о присутствии 42–32 тыс. л.н. в восточной Сибирской Арктике постоянного населения.

Таким образом, практически все регионы евразийской Арктики были обитаемы человеком уже в первой половине МИС 3. Их скорое обнаружение можно прогнозировать, в том числе, на севере Западной Сибири [Питулько, 2016]. Наиболее ранние прямые свидетельства пребывания человека на этой территории относятся к ~45,000 л.н.

Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 16-18-10265 RNF.

Список литературы

1. *Верещагин Н.К., Мочанов Ю.А.* Самые северные в мире следы верхнего палеолита // Советская археология, 1972. № 3. С. 332–336.

2. *Питулько В.В.* Свидетельства раннего расселения человека в арктической области Евразии: новые находки и перспективы исследований // Археология Арктики, 2016. Вып. 3. С. 91–116.

3. *Хлобыстин Л.П.* Древняя история Таймырского Заполярья. СПб: «Дм. Буланин», 1998. 344 с.

4. *Astakhov V.* The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland // Quaternary Science Reviews, 2014. Vol. 92. P. 388–408.

5. *Kirillova I.K., Shidlovskiy F.K., Titov V.V.* 2012. Kastykhtakh mammoth from Taimyr (Russia) // Quaternary International, 2012. Vol. 276–277. P. 269–277.

6. *Nikolskiy P.A., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V.* Last straw versus Blitzkrieg overkill: Climate-driven changes in the Arctic Siberia mammoth population and the Late Pleistocene extinction problem // Quaternary Science Reviews, 2011. Vol. 30. P. 2309–2328.

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

8. *Pitulko V.V.* The Berelekh Quest: A Review of Forty Years of Research in the Mammoth Graveyard in Northeast Siberia // Geoarchaeology, 2011. Vol. 26. P. 5–32.

9. *Pitulko V., Tikhonov A., Kuper K., Polozov R.* Human-inflicted lesion on a 45,000-year-old Pleistocene wolf humerus from the Yana river, Arctic Siberia // Scientific Annals of the School of Geology, Aristotle Univ. of Thessaloniki, Greece, 2014. Special Volume 102. P. 156–157.

10. *Pitulko V.V., Tikhonov A.N., Pavlova E.Y., Nikolskiy P.A., Kuper K.E., Polozov R.N.* Early human presence in the Arctic: evidence from 45,000-year-old mammoth remains // Science, 2016. Vol. 351. P. 260–263.

11. *Pitulko V.V., Nikolsky P.A., Girya E.Y., Basilyan A.E., Tumskoy V.E., Koulakov S.A., Astakhov S.N., Pavlova E.Y., Anisimov, M.A.* The Yana RHS Site: Humans in the Arctic before the Last Glaciation // Science, 2004. Vol. 303. P. 52–56.

ЗНАЧЕНИЕ НАХОДКИ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОСТАТКОВ ВЫХУХОЛИ НА КРАЙНЕМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ ДЛЯ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

THE IMPORTANCE OF LATE GLACIAL DESMAN FINDS IN THE NORTHEASTERN PART OF EASTERN EUROPE FOR PALEOHYDROLOGICAL RECONSTRUCTIONS

Д.В. Пономарев[1], П.А. Косинцев[2]

[1] Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
[2] Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
dvponomarev@inbox.ru

D.V. Ponomarev[1], P.A. Kosintsev[2]

[1] Institute of Geology of Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia
[2] Institute of plant and animal ecology, UB RAS, Ekaterinburg, Russia

В отложениях позднеледниковья (беллинг) грота Седью-1 (63°25' с.ш., 53°60' в.д.), расположенного на р. Седью (приток р. Ижмы, бассейн р. Печоры) недалеко от г. Ухты (Южный Тиман, Республика Коми), были найдены остатки выхухоли. По мнению Н.Г. Смирнова (Смирнов, Пономарев, 2007) эта находка поднимает ряд вопросов, касающихся палеоэкологии выхухоли в высоких широтах в это время, а также связей бассейнов рек Печоры, Вычегды и Волги, которые сделали возможной миграцию вида в бассейн р. Печоры. Местонахождение и сама находка в контексте истории фауны и природной среды интервала беллинг-аллеред на территории Европы и Урала уже рассматривалась ранее (Ponomarev et al., 2015). Здесь мы делаем попытку выявить значение этой находки для палеогидрологических реконструкций времени максимального развития последнего оледенения и последующей дегляциации.

Судя по комплексу широко известных палеогеографических, палеофаунистических данных и материалов по биологии выхухоли (Бородин, 1963), выживание этого вида в эпоху последнего ледникового максимума (ПЛМ) на Южном Тимане представляется невозможным. Мигрировать выхухоль может только по водоемам и, следовательно, она проникла в бассейн р. Печоры в период дегляциации через связи бассейнов рек Печоры, Вычегды и Волги, воз-

никшие в результате развития подпрудных приледниковых озер. Что касается времени этой миграции, то самый вероятный интервал – 17–14 тыс. кал. лет назад, между максимумом развития скандинавского ледникового щита 18-17 кал. л.н. (Mangerud et al., 2004) и датировкой остатков выхухоли из Седью-1 – 12.3 тыс. л.н. (Ponomarev et al., 2015). Районами, из которых происходило расселение выхухоли на север, являлись, вероятно, ближайшие центры видового разнообразия, которые располагались в позднем неоплейстоцене на Южном Урале и в районе среднего и верхнего течения р. Днепра (Пузаченко, Маркова, 2008). В одном из этих центров – «верхнеднепровском» найдены ископаемые остатки выхухоли в местонахождениях териофауны беллинг-аллереда Новгород-Северский и Чулатов (Рековец, 1985). Находки выхухоли, датируемые ПЛМ или позднеледниковьем, в бассейне Волги и на Южном Урале пока неизвестны, но вероятность обитания здесь выхухоли очень велика. Южный Урал являлся в позднем неоплейстоцене одним из центров видового разнообразия и для этого района в последний максимум холода реконструируются вполне пригодные для выхухоли биотопы (Симакова, Пузаченко, 2008а,б). Таким образом, район Южного Урала можно рассматривать в качестве потенциального рефугиума, из которого вид мог мигрировать не только на Южный Тиман, но и на восточный склон Урала, где расположено еще одно местонахождение беллинг-аллереда с остатками выхухоли – Лобвинская пещера (Косинцев, 1995).

Связи бассейнов рек Печоры, Вычегды и Волги реконструируются по геологическим и биологическим данным. Основная проблема использования палеозоогеографических материалов связана с тем, что, указывая на связь бассейнов, они ничего не могут сказать об ее времени. Так, сообщение бассейнов Печоры, Вычегды и Камы предполагается Г.В. Никольским и др. (1947), О.С. Зверевой и др. (1953), Л.А. Кудерским (1987) и Г.Н. Доровских (2002) на основании анализа распространения видов рыб и их паразитов в водоемах европейского Севера России.

По геологическим данным в ПЛМ реконструируются подпрудные водоемы, обеспечившие связь Северной Двины и Волги (Mangerud et al., 2004; Larsen et al., 2006), Северной Двины и Вычегды с Печорой и Волгой (Квасов, 1975; Лавров, Потапенко, 2005; Lysså et al., 2011). По-видимому, выхухоль могла заселить бассейн реки Ижмы (Печоры) разными путями, как через бассейн Вычегды, так и Камы, причем, возможно, прямо в бассейн реки Ижмы. Вероятно, важную роль в расселении выхухоли сыграло близкое расположение верховьев рек Вычегды, Печоры, Ижмы и Камы в одном компактом районе – Печоро–Вычегодско–Камском гидроузле (Квасов, 1975). Так, например, верховья отдельных рек бассейнов Вычегды и Ижмы располагаются всего в нескольких сотнях метров друг от друга. Связи бассейнов Днепра и Волги реконструируются Д.Д. Квасовым (1975) через сквозную долину близ Смоленска.

Если бассейн Десны являлся рефугиумом выхухоли в последний ледниковый максимум, то возможным путем миграции был Днепр-Волга-Вычегда-Ижма или Днепр-Волга-Печора-Ижма. Более вероятный и более короткий путь можно реконструировать из предполагаемого «южноуральского» рефугиума – Волга-Вычегда-Ижма или Волга-Печора-Ижма.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы фундаментальных исследований УрО РАН №15-18-5-38.

Список литературы

1. *Бородин Л.П.* Русская выхухоль. Саранск: Мордовское книжное издательство, 1963. 304 с.

2. *Доровских Г.Н.* Паразиты пресноводных рыб северо-востока Европейской части России (фауна, экология паразитарных сообществ, зоогеография): Автореф. дисс. ... доктор. биол. наук. СПб.: ЗИН РАН. 2002. 50 с.

3. *Зверева О.С., Кучина Е.С., Остроумов Н.А.* Рыбы и рыбный промысел среднего и нижнего течений Печоры. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 230 с.

4. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

5. *Косинцев П.А.* Остатки крупных млекопитающих из Лобвинской пещеры // Материалы по истории современной биоты Среднего Урала. Екатеринбург, 1995. С. 58–102.

6. *Кудерский Л.А.* Пути формирования северных элементов ихтиофауны Севера Европейской территории СССР // Труды ГосНИОРХ. Л., 1987. Вып. 258. С. 102–121.

7. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 222 с.

8. *Никольский Г.В., Громчевская Н.А., Морозова Г.И., Пикулева В.А.* Рыбы бассейна Верхней Печоры // Материалы к познанию фауны и флоры СССР, издаваемые Московским обществом испытателей природы. 1947. Нов. сер., отдел зоологии., Вып. 6 (XXI). С. 5–202.

9. *Пузаченко А.Ю., Маркова А.К.* Пространственно-временная динамика разнообразия млекопитающих Европы (поздний плейстоцен – ранний голоцен) // Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.). М., КМК, 2008. С. 275–298.

10. *Рековец Л.И.* Микротериофауна деснянско-поднепровского позднего палеолита. Киев.: Наукова Думка, 1985. 168 с.

11. *Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю.* Растительность в максимальное похолодание последнего оледенения (LGM) (<=24,0 – >=17,0 тыс. л.н.) // Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24 – 8 тыс. л.н.). М., КМК, 2008. С. 315–341.

12. *Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю.* Растительность в позднеледниковье (LGT) (<=17,0 – >=12,4 тыс. л.н.) // Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24 – 8 тыс. л.н.). М., КМК, 2008. С. 342–368.

13. *Смирнов Н.Г., Пономарев Д.В.* Новое о прошлом распространении выхухоли (*Desmana moschata* L.) // ДАН РАН, 2007. Т. 414. № 1. С. 140–141.

14. *Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lysså A.* Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. Boreas 35, 2006. pp. 394–424.

15. *Lysså A., Jensen M.A., Larsen E., Fredin O., Demidov I.N.* Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large pro-glacial lakes, northwest Russia. Boreas 40, 2011. pp. 481–497.

16. *Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.K.C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J.P., Möller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I.* Ice-dammed lakes, rerouting of the drainage of Northern Eurasia during the last glaciation. Quaternary Science Reviews 23, 2004. pp. 1313–1332.

17. *Ponomarev D., Kolfschoten van T., Plicht van der J., Kosintsev P.* Lateglacial desman discovered in Sed'yu-1 (Komi Republic, Russia), a site in the far northeast of Europe // Quaternary International. 2015, Vol. 378. pp. 88–98.

ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ИСКОПАЕМЫХ НОР РОЮЩИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ПОЧВАХ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА РУССКОЙ РАВНИНЫ

TAXONOMIC ATTRIBUTION OF BURROWS OF FOSSORIAL MAMMALS IN PLEISTOCENE-HOLOCENE PALEOSOLS OF THE RUSSIAN PLAIN

Д.С. Пономаренко

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия,
zemleroi@gmail.com

D.S. Ponomarenko

Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Палеоихнологический материал часто привлекается для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций морских отложений, однако в четвертичной геологии до сих пор не использовался. В четвертичных отложениях Русской равнины из следов жизнедеятельности чаще всего встречаются кротовины, то есть ископаемые норы млекопитающих (главным образом, грызунов), однако их таксономическое определение, как правило, не предпринималось.

Само присутствие ископаемых нор в погребённой почве имеет важное значение для палеогеографической интерпретации, так как оно однозначно отличает почву, сформировавшуюся на месте, от переотложенного почвенного материала. Кроме того, оно указывает на лугово-степные условия, так как за немногими исключениями (прежде всего, сам крот *Talpa europea*), землероев в лесной зоне нет, а норы сосредоточены в подстилке и не сохраняются. Напротив, там, где когда-либо обитали землерои,

прокладывающие глубокие ходы, их следы не могут не сохраниться. Таким образом, и отсутствие следов нор в почвах позволяет сделать определенное палеогеографическое заключение.

Гораздо более точно указывают на конкретные местообитания и угодья конкретные таксоны землероев, имеющих строгие экологические предпочтения. Определение нор современных животных в погребённых почвах (в первую очередь в верхнеплейстоценового и голоценового возраста) возможно с опорой на знание архитектуры и морфологии нор современных таксонов. Для дополнения литературных зоологических описаний нами была собрана коллекция гипсовых слепков нор представителей 8 родов землероев (*Spermophilus, Tamias, Marmota, Spalax, Myospalax, Cricetus, Ellobius, Talpa*). На основании опорной коллекции и описаний субрецентных нор в современных почвах выделены группы диагностических признаков: архитектурные элементы (наличие сторчевых ходов, характер их соединения с горизонтальными ходами, наличие кольцевых элементов горизонтальных ходов), характер заполнителя (активное и пассивное заполнение, размер крупных включений), диаметр (значение для горизонтальных, вертикальных ходов, разброс значений, выдержанность по длине), преимущественная ориентация ходов (преобладание горизонтальных, вертикальных, косых ходов), этажность системы ходов, глубина, скульптура стенок.

Когда кротовины сохраняются в условиях резкого контраста плотности (заполнение суглинком по мелу, карбонатизированное заполнение), возможно определение по скульптуре стенок, состоящей из царапин от роющих движений. Из всех признаков именно характер следов роющих движений наиболее специфичен, позволяет различать рытье резцами и когтями, а размер следов от резцов может напрямую сравниваться с размерами резцов.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН ПРАВОБЕРЕЖЬЯ р. ЕНИСЕЙ (ТУНГУССКИЙ РАЙОН) | YENISEY RIVER RIGHT BANK JEOPLEJSTOCEN (TUNGUSKA REGION)

Н.Н. Попова

АО «Сибирское производственно-геологическое объединение», Красноярск, Россия
pnn_kgs@mail.ru

N.N. Popova

JSC «Siberian production-geological Association», Krasnoyarsk, Russia

В ходе проведения работ по созданию Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 листов P-47 (Байкит) и Q-45 (Игарка) автором изучались четвертичные отложения в бассейнах рр. Нижняя и Подкаменная Тунгуски. В связи с понижением нижней границы четвертичной системы, особое внимание было уделено исследованию наиболее древних образований квартера. Подобные отложения в Тунгусском районе сохранились эпизодически в погребенных долинах ледникового выпахивания (р. Рыбная), в глубоких врезах рек Таймуры, Катарамбы, Юнари, Чамбэ, в долинах обеих Тунгусок, Енисея (рис. 1) и изучались в ходе предшествующих работ Л.Л. Исаевой (1962 г.), С.М. Цейтлиным (1964 г.), Ю.Б. Файнером (1980 г.), А.Д. Матюшковым (1998 г.). Эти осадки относились предшественниками к плиоцен-раннечетвертичному, раннесредненеоплейстоценовому, каргинскому возрастам.

В описанных разрезах отложения имеют преимущественно аллювиальный генезис. Залегают они чаще всего на коренных породах, перекрываются ледниковыми, более молодыми аллювиальными отложениями. Общими для древнего аллювия являются следующие особенности: отложения слабо литифицированы, ожелезнены, что свидетельствует об их древности; плохо сортированы, гранулометрический состав показывает преобладание песчаных и валунных фракций. Петрографический состав псефитового материала пестрый. Преобладают разнообразные долериты, туфы, песчаники, много кварца, кварцита, кремней. Отмечается примесь мелкой экзотической гальки агатов, сердоликов, яшмы. Окатанность материала преимущественно

хорошая – III–IV классов, редко средняя. Характерной чертой является большое количество колотой и сильно выветрелой гальки. Минералогический состав тяжелой фракции отличается от более молодых отложений и характеризуется повышенным содержанием минералов группы амфибола, эпидота, лимонита, турмалина, ставролита и их ожелезнением. Отложения имеют черты русловой фации аллювия и образовались, скорее всего, в результате деятельности мощных и бурных водотоков.

С.М. Цейтлиным описаны отложения палеодолины в районе каньона р. Таймуры видимой мощностью 36,5 м (рис. 1, № 3), сложенные гравийно-песчаными и галечно-песчаными горизонтально- и косослоистыми ожелезненными конгломератами с валунно-галечными прослоями мощностью до 10 м. Валуны ожелезнены, покрыты карбонатным налетом, сильно выветрены, достигают 2 м в поперечнике, представлены в основном долеритами и туфами [Цейтлин, 1964].

Находки ископаемых спор и пыльцы в отложениях редки. По данным Л.Л. Исаевой, спорово-пыльцевые комплексы (СПК) свидетельствуют о произрастании хвойных лесов с участием широколиственных пород, на основании чего ею возраст отложений был принят как нижне-среднеоплейстоценовый [Исаева, 1986].

По данным С.М. Цейтлина, в СПК доминирует древесная пыльца (60–82%), среди которой преобладает пыльца разнообразных хвойных, главным образом, сосны (до 85–90%), в том числе экзотические формы из sect. Cembrae, Strobus, Eupitys, в единичных зернах отмечается пыльца Corylus, что свидетельствует, по его мнению, об эоплейстоценовом возрасте отложений [Цейтлин, 1964].

Автором древний аллювий был изучен в нижнем течении Нижней Тунгуски (рис. 1, № 1, 2) и в правом борту Подкаменной Тунгуски (рис. 1, № 5). Местонахождение в устье р. Северной, описанное в унифицированной региональной стратиграфиче-

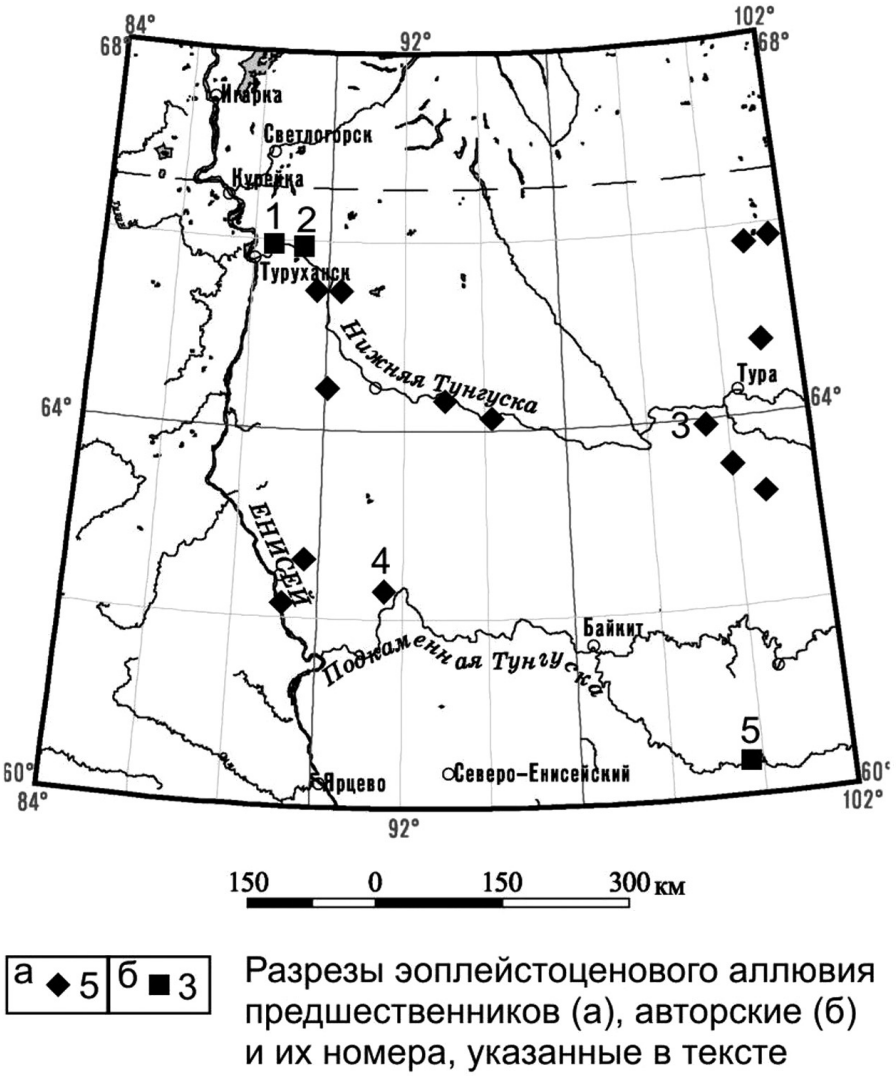


Рис. 1. Схема расположения разрезов эоплейстоценового аллювия

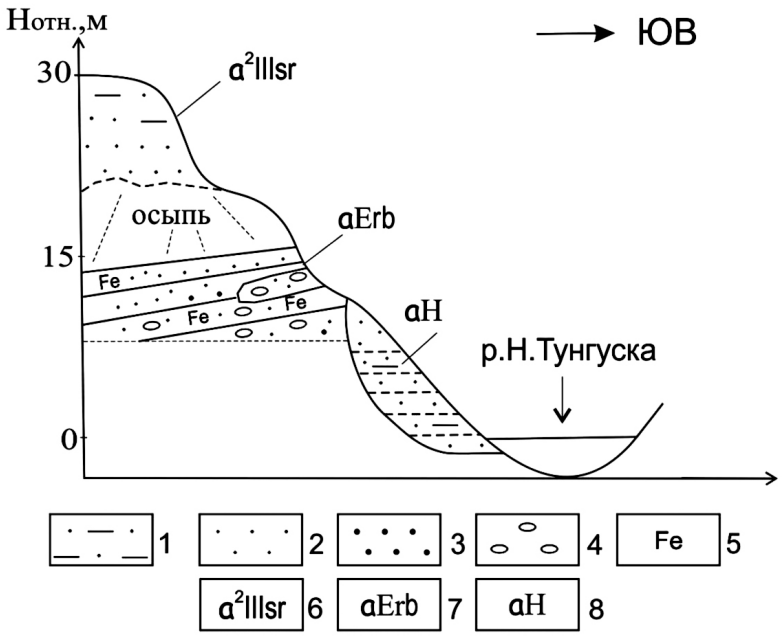


Рис. 2. Общий вид обнажения рыхлых отложений в правом борту р. Нижняя Тунгуска

1 - супеси; 2 - пески; 3 - гравий; 4 - галька, валуны; 5 - лимонитизация: 6-8 - аллювиальные отложения: 6 - второй надпойменной террасы сартанского горизонта верхнего неоплейстоцена; 7 - рыбинского горизонта эоплейстоцена; 8 - поймы голоцена

ской схеме Средней Сибири [Унифицированная, 2010], обнаружено не было.

В береговом обрыве Подкаменной Тунгуски высотой 17 м, в районе г. Монастырь (рис. 1, № 5), на коре выветривания предположительно мел-палеогенового возраста с размывом залегают гравийно-валунно-галечные отложения с супесчаным заполнителем мощностью 5 м, частично ожелезненные. Валуны по размерам достигают 1 м, по составу преобладают кварц, долериты, туфы, роговики.

В 7 км выше Туруханска (рис. 1, № 1) в береговом обрыве в 15 м выше уреза воды на протяжении 300 м автором наблюдались слабо литифицированные ожелезненные пески и гравийно- галечные отложения мощностью более 7 м (рис. 2). За счет чередования прослоев разного гранулометрического материала отмечается слабонаклонная вниз по течению слоистость.

В СПК образцов из этих разрезов установлено преимущество древесной пыльцы за счет сосновых p. Pinus s/g Haploxylon (до 23,0%) и p. Pinus s/g Diploxylon (до 40%). Много форм сосны, отличающейся от Pinus silvestris и Pinus sibirica размерами (пыльца мелкая) и плотной грубой сеткой на мешках пыльцы. В единичной пробе отмечен третичный экзот Tsuga. Помимо характерных хвойных экзотов отмечается повышенный% ели (Picea) до 14,5%, мелколиственных – (Betula) до 8,1% и травянистых из числа споровых. Единичными зернами представлены травянистые Artemisia, Ephedra, разнотравье. Отмечаются споры печеночных мхов Rissia sp., Sphagnum, Polypodiaceae (28,9%) и представители холодолюбов Lycopodium dubium (15,7%), Lycopodium selago. В продуктах мацерации присутствуют, иногда в большом количестве, створки диатомовых и сине-зеленых водорослей p. Lancetopsis (палинологи Г. Прошина, Л.Д. Гамулевская).

По составу все выделенные спектры характеризуют лесную растительность с хвойными экзотами и указывают на благоприятные климатические условия времени накопления осадков низов плейстоцена.

Подобные спорово-пыльцевые комплексы отмечались нами в ходе работ по геологическому доизучению листов масштаба 1:200 000 для эоплейстоценовых отложений от Енисейского кряжа до Тывы включительно. Кроме того, в скважине на левом притоке Подкаменной Тунгуски р. Рыбной (рис. 1, № 4) из верхней части перекрывающей ожелезненные конгломераты морены известна дата 790±85 тыс. лет (МГУ, КТЛ-82), которая относится к концу позднего эоплейстоцена [Унифицированная, 2010]. Учитывая вышеперечисленные данные, возраст изученных отложений принят эоплейстоценовым.

Список литературы

1. *Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Лаухин С.А., Колпаков В.В., Шофман И.Л., Файнер Ю.Б.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 4–17.

2. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. С. 28–29.

3. *Цейтлин С.М.* Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири (бассейн Нижней Тунгуски). М.: Наука, 1964. С. 48–53.

ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ДОЛИНЕ КУБАНИ | GEOARCHEOLOGICAL STUDY IN KUBAN RIVER VALLEY

А.В. Поротов[1], Р.И. Сударев[2], Г.П. Гарбузов[3]

[1] Географический факультет МГУ, Москва
alexey-porotov@yandex.ru
[2] Институт археологии РАН, Москва
sudarev@list.ru
[3] Институт Археологии ЮНЦ, Ростов-на-Дону
g_garbuz@mail.ru

A.V. Porotov[1], N.I. Sudarev[2], G.P. Garbuzov[3]

[1] Geographical Faculty, Moscow State Unversity
[2] Institute Archeology RAS, Moscow
[3] Institute Archeology SSC RAS, Rostov-Don

В ходе разведок на территории современного Анапского района вдоль южного борта долины Кубани было обнаружено несколько неизвестных ранее несколько крупных городищ и несколько десятков поселений, часть из которых основана греками-колонистами на первых этапах освоения Азиатского Боспора [Иванов, Сударев, 2014]. Часть из них возникает во второй половине VI в. до н.э., большинство существует до IV–III вв. до н.э. Каждое из этих поселений было звеном в цепи мест, расположенных на берегах древнего лимана, занимавшего низвья современной долины р. Кубань.

Наиболее крупным на данной территории является Семибратнее городище, которое датируется от рубежа VI–V вв. до н.э. В округе Семибратнего городища самым восточным раннеантичным памятником является недавно выявленное нами поселение на реке Чекупс (расположено приблизительно в 2,5 км к востоку от городища), еще восточнее поселений раннеантичного времени нам не известно. На расположенном напротив Семибратнего городища т.н. острове Кандаур (Темрюкско-Курчанской гряде) материалов ранее IV в. до н.э. практически неизвестно. На крупном укрепленном городище Красный Октябрь также до настоящего времени материалов ранее IV в. до н.э. не выявлено.

В связи со сказанным следует упомянуть о трех ранних варварских памятниках, расположенных выше по течению р. Кубань, которые пунктиром отмечают пути торговли с варварским населением внутренних территорий. Это неукрепленное поселение Красное, расположенное в 32 км к востоку-юго-востоку от Семибратнего городища и в 12,7 километрах к юго-востоку от Краснобатарейного городища. Наиболее ранний археологический материал датируется последней четвертью VI в. до н.э. Чуть более поздним временем (в пределах начала V в. до н.э.) датируется поселение Ударное, расположенное практически в плавнях реки Кубани в 6 км к востоку от Краснобатарейного городища и 28,6 км к юго-востоку от Семибратнего; а также

поселение Кувичинское, расположенное в 53 км на восток-северо-восток от Семибратнего городища практически в пойме Кубани на северной оконечности Варнавинского водохранилища. Полученные результаты дают возможность обосновано говорить о «южном» или «восточном» пути колонизации территории Азиатского Боспора [Паромов, 2006; Журавлев и др., 2015], направленном от пра-Бугазского гирла палеолимана вверх по долине Кубани, вплоть до Семибратнего городища и его округи. Полученные археологические материалы ставят вопросы о времени и путях заселения греками данного региона, ответы на которые, в свою очередь, не могут быть получены без реконструкции палеоландшафтной ситуации в Нижнем Прикубанье в сер. I-го тыс. до н.э.

Среди вопросов, связанных с изучением палеогеографического развития дельты Кубани, центральное место занимает реконструкция пространственно-временных особенностей выдвижения фронтальной зоны дельты. Как можно полагать, именно этот палеолиман обеспечил возможность быстрого освоения внутренних территорий востока Таманского архипелага и равнин кубанского левобережья. Для реконструкции динамики фронтальной части дельты и развития долины Кубани в античное время проводились исследования дельтовых отложений на протяженном участке от Темрюка до пос. Красная Батарейка. Особый интерес представлял район дельтовой равнины к востоку от Семибратнего городища, в которой по результатам предшествующих работ локализовалась фронтальная зона дельты в раннеантичное время [Fouache et al., 2012; Giaime et al., 2016]. Материалы исследований во внутренней части дельты показали, что в ее центральной части, под приповерхностной толщей пойменных суглинков залегает слой опесчаненных илов, мощностью до 4,5 м, содержащий толстостенный раковинный материал. Присутствие в толще дельтовых отложений однородного по составу и сравнительно выдержанного по площади прослоя илов, прослеженного от Семибратнего городища вверх по долине Кубани до современного лимана Куркай, свидетельствует о сохранение в южной части палеодолины Кубани водоема лиманного типа, время существования которого по данным радиоуглеродного датирования охватывает период от сер. III тыс. до н.э. до нач. I тыс. н.э.

Наряду с этим, материалы бурения в восточной части долины Кубани, прилежащей к городищу «Красный октябрь», показали, что смена лиманных условий на дельтовые произошло на рубеже II и III тыс. до н.э. При этом, в первую половину античного тысячелетия фронт дельты Кубани располагался восточнее Семибратнего городища, т.е. выдвижение дельты происходило неравномерно, в виде отдельных лопастей, разделенных несколькими широкими протоками, глубоко приникавших в дельту и разделявшие ее на отдельные острова. Одна из них располагалась в месте современного русла Кубани у ст. Варенниковоской и протягивалась восточнее, по крайней мере, до пос. Адагум, другая охватывала северную часть дельтовой равнины, прилежащей к городищу Красный Октябрь.

Проведенные исследования в дельте Кубани позволили уточнить положение в раннеантичное время восточной окраины палеокубанского лимана в 5–6 км восточнее современной ст. Варениковской. Полученные материалы, наряду с детализацией палеогеоморфологической ситуации в низовьях Кубани, позволили уточнить восточные рубежи судоходного сообщения по внутренней акватории палеолимана в первые века греческой колонизации, а также дают основания для предположения о возможности нахождения припортовой, нижней части городища «Красный октябрь».

В ходе миграции вдоль побережья палеолимана греки осваивали все наиболее пригодные для устройства поселений участки вблизи устьев небольших рек, вступая в торговые отношения с местным аборигенным населением. В дальнейшем они осваивали прилегающую территорию либо образованием новых поселений, либо вселяясь и эллинизируя уже существующие. На местах, благоприятных для переправ, образовывались своего рода «пары» (или «тройки») поселений. Крайним пунктом на пути такого продвижения стала долина реки Чекон, где было образовано самое крупное поселение – Семибратнее городище. Городище, видимо, являлось конечным пунктом на пути морской торговли и перегрузки товаров на речные суда для торговли с местным аборигенным населением. Позже (в пределах второй половины V–IV в. до н.э.) греки начинают осваивать Темрюкско-Курчанскую гряду и вышележащую долину Кубани (Краснобатарейное городище).

Список литературы

1. *Иванов А.В., Сударев Н.И.* О двух моделях колонизации Азиатского Боспора // Боспорские чтения. XV. Керчь, 2014. С. 45–54.

2. *Fouache E., Kelterbaum D., Brückner H., Lericolais G., Porotov A.* The Late Holocene evolution of the Black Sea: a critical view on the so-called Phanagorian regression // Quaternary International. 266. 2012. P. 162–174.

3. *Giaime M., Avnaim-Katav S., Morhange Ch., Marriner N., Rostek F., Porotov A., Baralis A., Kaniewski D., Brückner H., Kelterbaum D.* Evolution of Taman Peninsula's ancient Bosphorus channels, south-west Russia: Deltaic progradation and Greek colonization // Journal of Archaeological Science: Reports. 5. 2016. P. 327–335.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ И ВОЗРАСТУ ТЕРРАС ДОЛИНЫ р. ЛЕНЫ

A NEW DATA ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE TERRACES OF THE LENA RIVER VALLEY

С.А. Правкин[1,2], Д.Ю. Большиянов[1]

[1] Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия
s.pravkin1990@yandex.ru, bolshiyanov@aari.ru
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

S.A. Pravkin[1, 2], D.Yu. Bolshiyanov[1]

[1] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
[2] Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

В рамках российско-германских исследований дельты р. Лены и региона моря Лаптевых с 2012 г. проводятся исследования долины р. Лены [Большиянов, Правкин, 2016] для выявления истории развития долины в плейстоцене и подтверждения суждений, высказанных о происхождении развитии дельты [Большиянов и др., 2013]. Главным объектом исследования стали террасы реки, в частности бестяхская терраса реки Лены. В 2016 г. удалось исследовать также 30–35-метровую террасу по правому берегу Лены ниже устья р. Алдан. Произведено датирование отложений. Радиоуглеродные датировки получены Х.А. Арслановым в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана СПбГУ. ОСЛ-датирование произведено А.Н. Молодьковым в Таллиннском техническом университете.

Обнажение 40-метровой бестяхской террасы у поселка Нижний Бестях было описано в ходе экспедиции 2013 г. Оно представляет собой почти монотонную толщу разнозернистых, в основном горизонтально слоистых (как правило, мелко и тонко) слабо наклонных аллювиальных песков с растительными остатками, углями, гальками. ОСЛ-возраст песков на высоте 7,5 м над урезом воды в реке, в точке с координатами 61°57′16,3″ с.ш. 129°53′48,3″ в.д. составил 27,6±2,2 тыс. л.н. (RLQG 2266-025); на высоте 34,5 м – 6,1±0,5 тыс. л.н. (RLQG 2267-025). Датировка песков в верхней части разреза голоценом объясняется тем, что аллювиальные пески в голоцене перевевались ветром [Большиянов Д.Ю. и др., 2016; Правкин С.А. и др., 2017]. Почти одинаковый радиоуглеродный возраст (27,9±0,4 тыс. л.н.) был получен ранее при изучении древесины, погребенной под песчаным аллювием в теле бестяхской террасы на глубине 40 м [Иванов, 1984], что примерно соответствует по глубине залегания образцу, показавшему ОСЛ-возраст в 27,6 тысяч лет.

В долине правого притока ручья Улахан-Тарын, врезанного в бестяхскую террасу, были исследованы схожие пески (координаты 61°34′53,5″ с.ш. 129°32′28,6″ в.д.). Разрезом вскрыты 24–26 м песков от дна долины, расположенного на высоте 12 м выше уреза воды в р. Лене. Таким образом, относительная высота бровки данного обнажения сопоставима с высотой бровки террасы у пос. Нижний Бестях. Разрез и здесь представляет собой почти монотонную песчаную толщу. Главными его отличиями от вышеописанного являются отсутствие горизонтов, насыщенных галькой, растительными и угольными остатками, но большим присутствием алеврита по всей толще, а также более широким распространением косых серий песков.

По результатам обследования других обнажений бестяхской террасы, одно из которых находится примерно в 25 км ниже по течению от поселка Кангалассы, а другое – в 8 км ниже по течению от

села Графский Берег (урочище «Песчаная гора») подтвердился вывод о едином происхождении всей толщи песков бестяхской террасы. Все 4 разреза оказались одинаковыми по последовательности напластования песков. В последних двух косые серии песков, свидетельствующие об их формировании в проточных условиях, распространены наиболее широко, и зачастую мощность таких слоев может достигать нескольких метров. Дополнительным доводом в пользу аллювиального происхождения террасы служат слабосохранившиеся находки зеленых пресноводных водорослей (Pediastrum, Botryococcus, Zygnemataceae) в разрезе у пос. Ниж. Бестях [Правкин С.А. и др., 2017]. Для разреза Песчаная гора высотой 25 м, растительные остатки имеют следующий радиоуглеродный возраст: на высоте 5 м над урезом воды – 17 200±500 лет (ИМ-759), 10 м – 14 000±500 лет (ИМ-760), на высоте 17,5 м – 11 850±150 лет (ГИН-2461) и на высоте 22 м – 7920±60 лет (ГИН-2462) [Алексеев М.Н. и др., 1990; Спектор В.Б. и др., 2016]. Первые три датировки несколько моложе тех, что получены у пос. Ниж. Бестях, но также соответствуют сартанскому времени. При этом авторами последних исследований делается вывод о водном происхождении отложений Песчаной горы [Спектор В.Б. и др., 2016].

В разрезе 30–35-метровой террасы по правому берегу Лены, в 10–25 км ниже по течению от устья р. Алдан вскрываются преимущественно алевриты с прослоями тонкозернистого песка, которые характерны и для современных взвешенных наносов Алдана (координаты 63°31′40,2″ с.ш., 129°17′27,9″ в.д.). Эти отложения имеют преимущественно горизонтальную слоистость. В толще обнаружены нарушения напластования в виде складок волочения. На высоте 12 м датирован горизонт, насыщенный древесными остатками, радиоуглеродный возраст которых составил 27 590±210 л.н. (калиброванный возраст 31 400±190 лет). В этом же разрезе с высоты 9,4–9,7 м над урезом алеврито-песчаный образец показал ОСЛ возраст 15,6±1,2 тыс. лет (RLQG 2438-017). Несмотря на инверсию возраста, данные датирования показывают на сартанское время осадконакопления мощных толщ водных отложений в долине р. Лены. Вполне вероятно, что источником большого количества воды и, соответственно, наносов, могли быть тающие горные ледники, широко развитые в то время на водосборе р. Лены.

Список литературы

1. *Алексеев М.Н., Гриненко О.В., Камалетдинов В.А., Мочанов Ю.А.* Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и средней Лены (Центральная Якутия). Путеводитель геологической экскурсии. Якутск, 12–21 июля 1990 г. Якутск: изд. Якутского науч. центра. 1990. 42 с.

2. *Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г.* Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб: ААНИИ. 2013. 267 с.

3. *Большиянов Д.Ю., Тиде Й., Савельева Л.А., Федоров Г.Б., Жиров А.И., Правкин С.А., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А., Молодьков А.Н., Рыжов Ю.В., Макаров С.А., Лазарева Е.И., Максимов Ф.Е., Шнайдер В., Поморцев О.А.* К изучению этапов развития долины реки Лены // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. С. 469–472.

4. *Большиянов Д.Ю., Правкин С.А.* Геоморфологические исследования в долине р. Лены // Российские полярные исследования, 2016. № 3 (25). С. 13–17.

5. *Иванов М.С.* Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. – Новосибирск: Наука, 1984. 127 с.

6. *Правкин С.А., Большиянов Д.Ю., Савельева Л.А.* Новые данные по строению отложений и спорово-пыльцевому анализу бестяхской террасы реки Лена // Материалы V Международной конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. С. 192–194.

7. *Спектор В.Б., Спектор В.В., Торговкин Я.И., Шестакова А.А., Максимов Г.Т., Андреева В.В.* Площадные гидрогенные формы и связанные с ними фладстримы на территории Центрально-Якутской равнины на рубеже плейстоцена и голоцена // Вопросы географии. Сб. 142: География полярных регионов, 2016. С. 291–316.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ В ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – ИНДИКАТОРЫ ПЕРЕХОДНЫХ ПРИРОДНЫХ ЭТАПОВ В ГОЛОЦЕНЕ

STRATIGRAPHIC BORDERS IN PEAT DEPOSITS OF MIRE ECOSYSTEMS OF THE FOREST ZONE OF WESTERN SIBERIA – INDICATORS OF TRANSITIONAL NATURAL STAGES IN THE HOLOCENE

Ю.И. Прейс

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
preisyui@rambler.ru

Yu. I. Preis

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

Торфяные отложения в связи с непрерывным характер их накопления, хорошей сохранностью и широким спектром содержащейся в них палеоинформации и высоким содержанием необходимого для датирования углерода, являются одним из основных базовых объектов, используемых для реконструкции природно-климатических изменений в голоцене. При этом качество реконструкций зависит от правильного понимания закономерностей развития болотных экосистем и особенностей торфонакопления. Особенно это актуально для регионов, в которых закономерности аутогенного развития болот значительно нарушались влиянием внешних факторов. Информация о резких изменениях функционального состояния болот (растительного покрова, гидротермического режима палеоэкотопов, скорости торфонакопления) сохраняется в торфяных отложениях в виде палеостратиграфических рубежей (ПСР) – границ между слоями торфа с резко различающими свойствами. ПСР являются и границы грунт-торф на участках автохтонного заболачивания. Синхронность ПСР свидетельствует об их климатической обусловленности. Болотные экосистемы обладают более чутким откликом на климатические изменения по сравнению с лесными. Поэтому информация о возрасте и условиях формирования ПСР может быть использована для уточнения возраста, как глобальных климатических сигналов, так и переходных природных этапов в голоцене.

Палеоклиматические кривые и схемы периодизации голоцена для лесной зоны Западной Сибири [Кинд, 1974; Хотинский, 1977; Волкова, Гнибиденко, Горячева, 2002; Бляхарчук, 1998, 2012], разработанные по палеопалинологическим данным, все еще недостаточно детализированы, а полученные характеристики климата для конкретных периодов порой противоречивы. Это обусловлено, как снижением индикаторной значимости лесных ландшафтов в центре их ареала, так и недоучетом значительных потерь палеоинформации при прекращениях торфонакопления. В голоцене болота всей лесной зоны неоднократно подвергались воздействию криогенных процессов, обусловивших прекращения торфонакопления при формировании многолетнемерзлых бугров пучения, а затем – термокарстовых озер [Прейс, 2015; 2016].

Цель исследования – определение возраста и условий формирования палеостратиграфических рубежей в торфяных отложениях болот лесной зоны Западной Сибири как индикаторов переходных природных этапов в голоцене.

Материалы получены в результате комплексных, детальных (с шагом 2–10 см) палеоэкологических исследований и радиоуглеродного датирования 24 торфяных разрезов типичных участков средне-, южно- и подтаежных болот Западной Сибири в 2003–2016 гг. Использованы также данные по датированным торфяным разрезам из многочисленных литературных источников. Реконструкция водных палеорежимов болот выполнена традиционными палеоэкологическими методами, основанными на ботаническом составе торфа, его степени разложения, зольности и плотности, а также составе и содержании растительных пигментов, экологии и численности диатомовых водорослей и раковинных амеб, отношении стабильных изотопов ^{12}C и ^{13}C. Для реконструкции палеокриогенных процессов использован комплекс индикаторных признаков стратиграфии и свойств торфов болот криолитозоны Западной Сибири [Васильчук и др., 2008]. Для выявления прекращений торфонако-

пления датировались пары соседних по глубине залежи образцов. Полученные данные сопоставлялись с региональными палеоклиматическими кривыми.

В результате выявлено 15 ПСР. Нижний слой ПСР имеет более высокую степень разложения, плотность, как правило, обогащен остатками древесины, кустарничков и пушицы. Он формировался при обсыхании поверхности болота. Тип и вид образующего его торфа зависит от его генезиса (суходольного или озерного) и стадии развития болотного микроландшафта. Возраст нижнего слоя 12-ти ПСР составляет около 9200, 8300, 7200, 6400-6200, 5100; 4300–4100, 3000–2900, 2100, 1700, 1200, 550 и 150 лет назад и совпадает с периодами сухих похолоданий. Эти ПСР имеют, в основном, криогенный генезис. Продолжительность прекращений аккумуляции торфа, вызванных промерзанием и пучением торфяных отложений варьировала от нескольких сотен до тысяч лет. Поэтому, возраст верхнего слоя конкретных ПСР также значительно варьирует. Этот слой имеет более низкую степень разложения и плотность, образован остатками более гидрофильных видов трав и мхов. Он формировался в условиях высокого обводнения в периоды последующих потеплений или же позже, при сухих похолоданиях (при зарастании термокарстовых озер). Характерными являются верховые сфагновые торфа (фускум, магелланикум или мочажинные) и катастрофический переход на олиготрофную стадию развития. ПСР криогенного генезиса наиболее выражены и часто встречаются в торфяных отложениях южно-таежных болот, которые подвергались наиболее сильному обсыханию в предшествующие периоды аридизации климата. Верхний слой криогенных ПСР на границе грунт-торф, сформировавшихся при заболачивании суходолов и зарастании озер, образован различными видами переходных и верховых торфов, имеет возраста, сходные (в пределах 100–300 лет) с возрастами как нижнего, так и верхнего слоя ПСР в торфяных отложениях.

Полученные данные позволили выявить новые для лесной зоны Западной Сибири сигналы похолоданий климата или уточнить возраст некоторых экстремумов имеющихся на региональных климатических кривых.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00860/17- а.

Список литературы

1. *Бляхарчук Т.А.* История растительности юго-востока Западной Сибири в голоцене: Автореф. дис. … канд. биол. наук. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 19 с.

2. *Бляхарчук Т.А.* Новые палеопалинологические данные о динамике растительного покрова и климата Западной Сибири и прилегающих территорий в голоцене. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2012. 139 с.

3. *Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н.* Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во МГУ, 2008. 571 с.

4. *Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Горячева А.А.* Климатическая ритмика голоцена центральной части Западно-Сибирской равнины (палинология, магнетизм) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: Из-во ИАЭт СО РАН, 2002. С. 48–57.

*5. Кинд В.*Н. Поздне- и послеледниковье Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии) // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 195–201.

6. Прейс Ю.И. Детальная реконструкция функционального состояния болота как отклик на изменения континентального климата голоцена (средняя тайга Западной Сибири) // Известия Томского политехнического ун-та, 2015. Т. 326. № 2. С. 90–102.

7. *Прейс Ю.И.* Динамика грядово-озерного комплекса Иксинского болота (Западная Сибирь) как отклик на изменения климата второй половины голоцена // География и природные ресурсы, 2016. № 2. С. 94–103.

8. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЕВРОПЫ В КОНЦЕ РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И В СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

EVOLUTION OF FAUNAL COMPLEX OF EUROPEAN LARGE MAMMALS DURING THE END OF THE EARLY PLEISTOCENE AND IN THE MIDDLE PLEISTOCENE

А.Ю. Пузаченко, А.К. Маркова

Институт географии РАН, Москва, Россия
puzak@igras.ru

A.Yu. Puzachenko, A.K. Markova

Institute of geography RAS, Moscow, Russia

Существует две противоположные концепции эволюции фаун в плейстоцене, включая происхождение «дисгармоничных», «безаналоговых», «смешанных» фаунистических комплексов. Источником обоих концепций является дискуссия об организации экосистем, основаниями для которой послужили основополагающие работы американских исследователей Клементса и Глизона [Clements, 1916; Gleason, 1939]. В первом случае (Клементс) предполагается, что взаимодействующие виды образуют систему (биом, экосистему), которая реагирует на изменение внешней среды (например, изменения климата), как целое («суперорганизм»). Концепция Глизона, напротив, предполагает чисто индивидуалистическую реакцию видов на те же самые изменения во внешней среде, так что общая эволюция фаун представляется механической суммой реакций, происходящих на уровне видовых популяций [Graham, 1986; Semken, 1988, Stewart, 2009, Барышников, Маркова, 2002, Маркова, 2008]. Палеонтологическая летопись в целом и реконструкции эволюции филетических линий в географическом пространстве на основе ископаемой мтДНК на финальных стадиях плейстоцена предполагают возможность содержательного компромисса между двумя концепциями в рамках представлений об «очень сложных системах» [Heylighen, 1996], особенно, если принять во внимание влияние на результат пространственного и временного масштабов, выбираемых при описании эволюции фаун [см, например, Alroy: https://www.nceas.ucsb.edu/~alroy/disharmony.html]. Основываясь на результатах исследований эволюции фауны млекопитающих Восточной Европы в позднем плейстоцене – голоцене (временной интервал – около 0.05 Ma) [Puzachenko, Markova, 2014; 2016, Маркова и др., 2008, и др.], выявивших признаки динамики, позволяющие применить к ней модель «динамической системы», мы провели анализ изменений состава фауны, включающей, 216 таксонов крупных млекопитающих, из 622 европейских местонахождений с возрастом в диапазоне 1.2–0.13 Ma (MIS 36 – MIS 6) (конец раннего плейстоцена – средний плейстоцен). Исходный материал был сгруппирован по интервалам, соответствующим длительности кислородно-изотопных стадий и проанализирован в двух вариантах – 1) наличие или отсутствие таксона и 2) в форме трансформированных относительных частот встречаемости таксонов. Методика многомерного анализа таких данных подробно описана в [Puzachenko, Markova, 2016]. Получены следующие предварительные результаты: 1) для описания основной тенденции в эволюции состава и количественных аспектов фауны достаточно одной первой компоненты (переменной) моделей; 2) первая (главная по вкладу) компонента модели, описывающая качественный состав фауны, коррелирует отчасти (r = 0.78) с числом таксонов, но также воспроизводит встречаемость, с одной стороны, таких видов как Pachycrocuta brevirostris (r = –0.80), Megaloceros savini (r = –0.72), Archidiskodon meridionalis (r = –0.92), Equus stenonis (r = –0.72), Stephanorhinus etruscus (r = –0.69) и др., а с другой – Panthera spelaea (r = 0.95), Bos primigenius (r = 0.91), Megaloceros giganteus (r = 0.87), Stephanorhinus hemitoechus (r = 0.87), Equus hydruntinus (r = 0.86) и др. (рис. 1А, В, Г); 3) динамика первой компоненты модели демонстрирует признаки, характерные для эволюции «динамической системы» (рис. 1Б), 4) основные структурные изменения фауны, приходятся на интервал примерно от ~0.80 (MIS 20–19) до 0.45 (MIS 12) Ma, т.е. на нижний неоплейстоцен (звено I), от начала палеомагнитной эпохи Брюнес (включительно) до события обратной полярности Эперор (рис. 1А), 5) не обнаружено ни одной компоненты моделей, коррелирующей с переменной температуры ($\delta^{18}O$).

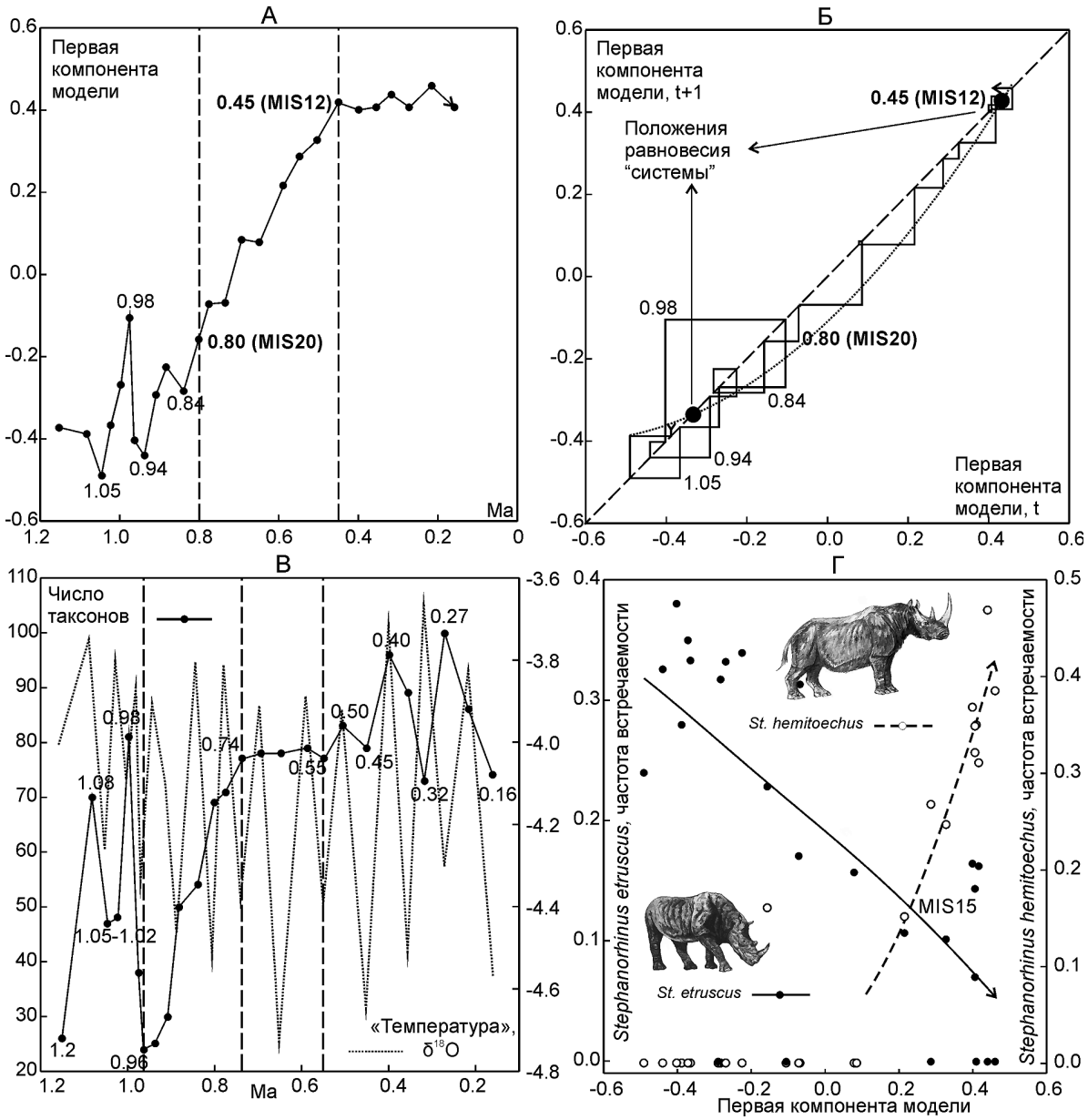


Рис. 1. А – первая (главная) компонента модели эволюции фауны, Б – диаграмма Ламерея для первой компоненты модели – демонстрация «системных свойств», В – число таксонов млекопитающих и динамика температуры ($\delta^{18}O$), Г – первая компонента модели описывает динамику встречаемости носорогов *St. etruscus* и *St. hemitoechus*

Список литературы

1. *Барышников Г.Ф., Маркова А.К.* Животный мир (териокомплексы позднего валдая) // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 тысяч лет. Глава 7. М.: ГЕОС, 2002. С. 123–137 (Карты териокомплексов. С. 40–47).

2. *Маркова А.К.* Динамика ареалов млекопитающих и их комплексов при переходе от плейстоцена к голоцену. В кн.: Маркова А.К., ван Кольфсхотен Т. (ред.). Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.). 2008. М.: Издательство КМК. 2008. С. 299–314.

3. *Маркова А.К., ван Кольфсхотен Т., Бохнкке Ш., Косинцев П.А., Мол И., Пузаченко А.Ю., Симакова А.Н., Смирнов Н.Г., Верпоорте А., Головачев И.Б.* 2008. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л.н.). М.: Издательство КМК. 2008. 556 с.

4. *Clements F.E.* Plant succession; an analysis of the development of vegetation. Washington: Carnegie Institution of Washington Publication, 1916. V. 242. 512 p.

5. *Gleason H.A.* The individualistic concept of the plant association // American Midland Naturalist, 1939. V. 21. No. 1. P. 92–110.

6. *Heylighen F.* The growth of structural and functional complexity during evolution. In: Heylighen F., Aerts D. (eds). The evolution of complexity. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1996. P. 17–44.

7. *Graham R.W.* Response of mammalian communities to environmental changes during the late Quaternary In: J. Diamond and T.J. Case (eds.). Community ecology. New York: Harper and Row, 1986. P. 300–313.

8. *Puzachenko A.Yu., Markova A.K.* Mammal diversity during the Pleistocene-Holocene transition in Eastern Europe // Integrative Zoology, 2014. V. 9. P. 461–470.

9. *Puzachenko A.Yu., Markova A.K.* Diversity dynamics of large- and medium-sized mammals in the Late Pleistocene and the Holocene on the East European Plain: Systems approach // Quaternary International, 2016. V. 420. P. 391–401.

10. *Semken Jr., H.A.* Environmental interpretations of the «disharmonious» Late Wisconsinian biome of Southeastern North America // R.S. Laub, N.G. Miller, D.W. Steadman (Eds), Late Pleistocene and Early Holocene Paleoecology and Archeology of the Eastern Great Lakes Region // Bulletin of Buffalo Society of Natural Sciences, 1988. Vol. 33. P. 185–194.

11. *Stewart J.R.* The evolutionary consequence of the individualistic response to climate change // Journal of Evolutionary Biology, 2009. V. 22. P. 2363–2375.

ПОДВОДНЫЕ ГРАНИЦЫ НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ПО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

UNDERWATER BOUNDARIES OF THE NOVAYA ZEMLYA ICE SCHEET ON THE SEISOACOUSTIC DATA

П.В. Рекант[1], Е.А. Гусев[2], Д.Е. Артемьева[2], Д.В. Зархидзе[1], С.И. Шкарубо[3]

[1] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия
[2] ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия
[3] ОАО «МАГЭ», Мурманск, Россия
rekant@mail.ru

P.V. Rekant[1], E.A. Gusev[2], D.E. Artemieva[2], D.V. Zarhidze[1], S.I. Shkarubo[3]

[1] VSEGEI, St. Petersburg, Russia
[2] VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[3] MAGE, Murmansk, Russia

В палеогеографических схемах развития Баренцево-Карского региона оледенениям островов архипелага Новая Земля придавалось очень большое значение. В середине прошлого века считалось, что валуны с Новой Земли присутствуют на Восточно-Европейской равнине в днепровской морене [Яковлев, 1956], и этим доказывалось, что центр максимального оледенения находился в пределах этого северного архипелага.

Позже центр оледенения сместили на Баренцево-Карский шельф, с оговоркой, что на первых этапах оледенение развивалось на островных архипелагах, ледники которых, соединившись, образовали единый Баренцево-Карский ледниковый щит.

Относительно возраста Новоземельского ледника также существовали различные мнения, до последнего времени считалось, что самое мощное оледенение Новой Земли было в последний ледниковый максимум – сартанское время (МИС 2). Однако, после получения многочисленных новых данных по торфам и другим органогенным отложениям на архипелаге, датированным радиоуглеродным методом в интервале 8–15 тыс. лет [Serebryanny et al., 1998] вопрос об обширном сартанском оледенении Новой Земли был снят. Судя по датировкам морских террас Новой Земли [Большиянов и др., 2006, 2009; Mangerud et al., 2008 и др.], архипелаг оставался полностью свободным от льда в каргинское (МИС 3) и казанцевское (МИС 5) время.

В рамках проекта по составлению листов S-39,40 Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 на шельфе морей Баренцева и Карского вокруг Новой Земли нами закартированы моренные гряды (рис. 1). Использованы сейсмоакустические профили, полученные МАГЭ в 2015–2016 гг., материалы соседних листов Госгеолкарты-1000, данные инженерно-геологического бурения и донного пробоотбора [Спиридонов и др., 1992; Самойлович и др., 1993; Крапивнер, 2006 и др.], и другие опубликованные данные [Гусев и др., 2012; Доречкина и др., 2012].

Краевые ледниковые формы выделялись на сейсмоакустических разрезах по комплексу признаков – по акустически прозрачной, осветленной или хаотической записи. Морены, как правило, образуют положительные формы донного рельефа (холмы и гряды) с ровной подошвой и пилообразной кровлей. Ледниковые отложения перекрыты морскими осадками разного возраста, что позволяет более или менее уверенно провести их относительно датирование – более древние – более молодые. Более того, нами предпринята попытка более определенного отнесения морен к известным неоплей-

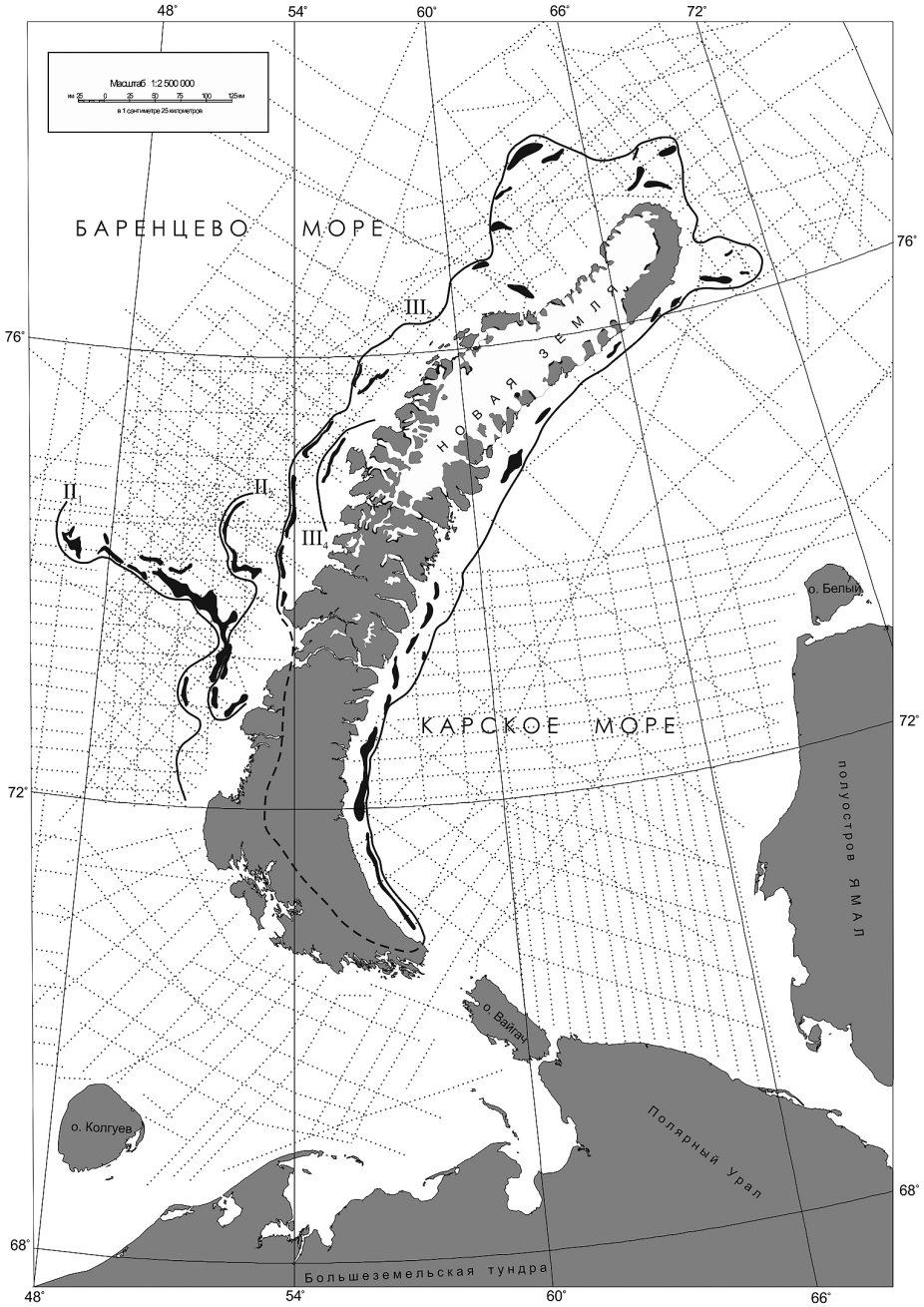


Рис. 1. Положение разновозрастных морен на Новоземельском шельфе. Точками показаны использованные сейсмоакустические профили

стоценовым стратиграфическим подразделениям. Самые древние ледниковые образования выступают на дне Баренцева моря в виде сглаженных гряд на расстоянии 100–210 км к западу от Новой Земли. Краевые формы, сложенные этими отложениями, оконтуривают, по нашему мнению, границы средненеоплейстоценовых оледенений двух генераций (II_1 и II_2). Эти древние морены, по-видимому, были размыты и сохранились лишь фрагментарно в виде останцов. Конечные морены более свежего облика, контрастно выделяющиеся в рельефе морского дна, окаймляющие архипелаг как с баренцевской, так и с карской стороны, относятся нами к зырянскому (МИС 4) оледенению. Они перекрываются характерной тощей слоистых морских осадков, сопоставляемых с каргинским временем (МИС 3) по всему Баренцево-Карскому региону [Гайнанов и др., 2005]. Их отстояние от современной береговой линии архипелага увеличивается в северном, и уменьшается в южном направлении, и составляет от 20 до 100 км. Предположительно к сартанским моренам (МИС 2) отнесены формы, окаймляющие подводную банку у полуострова Адмиралтейства. Это последнее оледенение было незначительным, и распространялось лишь на части Северного острова Новой Земли. Голоценовые морены показаны на карте по краям современного ледникового щита Северного острова и наиболее крупных горно-долинных ледников Новой Земли.

Предлагаемая возрастная модель является предварительной, и, к сожалению, не обосновывается буровыми данными, удаленными от площадей развития ледниковых комплексов Новоземельского шельфа. Тем не менее, полученные нами сведения о распространении краевых ледниковых форм убедительно свидетельствуют против мощного шельфового плейстоценового оледенения. Морены опоясывают под водой островные архипелаги, что подтверждает прежние представления об островных, наземных центрах плейстоценовых оледенений, не сливавшихся друг с другом. Встает вопрос о происхождении и времени образования грядовых форм (Лая-Адзьвинской, Мархиды и др.), развитых на водоразделах Большеземельской и Малоземельской тундр, ранее интерпретированных как конечные морены Баренцево-Карского ледникового щита.

Список литературы

1. *Большиянов Д.Ю., Анохин В.М., Гусев Е.А.* Новые данные о строении рельефа и четвертичных отложений архипелага Новая Земля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2006. Вып. 6. С. 149–161.

2. *Большиянов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г.* Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2. С. 68–77.

3. *Гайнанов В.Г., Поляк Л.В., Гатауллин В.Н., Зверев А.С.* Сейсмоакустические исследования следов покровных оледенений в Карском море // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2005. № 1. С. 38–44.

4. *Гусев Е.А., Костин Д.А., Маркина Н.В., Рекант П.В., Шарин В.В., Доречкина Д.Е., Зархидзе Д.В.* Проблемы картирования и генетической интерпретации четвертичных отложений Арктического шельфа России (по материалам ГГК-1000/3) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 5–14.

5. *Доречкина Д.Е., Рекант П.В., Коршунов Д.А., Портнов А.Д.* Характер распределения позднечетвертичных ледниково-морских отложений в северной части Приновоземельского шельфа // Записки Горного института. 2012. Том 195. С. 33–36.

6. *Крапивнер Р.Б.* Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39–51.

7. *Самойлович Ю.Г., Каган Л.Я., Иванова Л.В.* Четвертичные отложения Баренцева моря. Апатиты: КНЦ РАН. 1993. 72 с.

8. *Спиридонов М.А., Рыбалко А.Е., Поляк Л.В.* Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Новоземельского шельфа и палеогеография восточной части Баренцева моря в позднем плейстоцене – голоцене // Осадочный покров гляциального шельфа северо-западных морей России. СПб., 1992. С. 47–68.

9. *Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины // Труды ВСЕГЕИ. 1956. Т. 17. 315 с.

10. *Mangerud J., Kaufman D., Hansen J., Svendsen J-I.* Ice free conditions in Novaya Zemlya 35000–30000 cal. years B.P. as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine mollusks // Polar Research. 2008. Vol. 27. P. 187–208.

11. *Serebryanny L., Andreev A., Malyasova E., Tarasov P., Romanenko F.* Lateglacial and early-Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic // The Holocene. 1998. Vol. 8. № 3. P. 323–330.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ МТДНК ОСТАТКОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФАУН ЕВРОПЫ

PRELIMINARY RESULTS AND PERSPECTIVES OF THE STUDY MTDNA OBTAINED FROM REMAINS OF MAMMALS OF THE PERIGLACIAL FAUNAS OF EUROPE

Л.И. Рековец, Е. Рабиняк, Т. Стржала

Природничий Университет, Вроцлав, Польша
leonid.rekovets@upwr.edu.pl

L.I. Rekovets, E. Rabinyak, T. Strzala

University of Environmental and Life Sciences of Wroclaw, Poland

В современном понимании древнее ДНК (ancien DNA) определено как последовательность или его секвенции, полученные из старого деградированного до определенного уровня, материала, преимущественно остеологического. В практике ДНК может быть получено из остатков органического происхождения 40–50 тыс. лет (возможно и старше), однако во времени наступает неизбежный процесс распада структуры ДНК в результате реакций окисления и гидролиза, что затрудняет процесс его получения [Lindhal, 2000]. Граница во времени получения древнего ДНК есть трудная до определения и зависит от многих факторов (материал, генезис отложений, PH, влажность, уровень фоссилизации). Первые эффективные работы по изоляции ДНК из давних остатков (зебра квага и египетские мумии) были выполнены под конец XX века [Higuchi et al., 1984; Paabo, 1985]. Почти в это же время наступил большой перелом – использование методики PCR-Polimerase Chain Reaction (Karl Mullis, 1993 – Нобелевская премия) в молекулярно-генетических исследованиях. То методика получения большого количества копий фрагментов ДНК без клонирования на основе репликаций ДНК *in vitro*. Несколько позже появились работы о mtДНК сумчатого волка [Thomas et al., 1989], мамонта [Hagelberg et al., 1994], неандертальского человека (цикл работ С. Паабо и соавторов). Параллельно появились еще более новые методики исследований – Large Scale Sequencing, ультракороткие фрагменты ДНК [Dabney et al., 2013], PEC-Primer Extension Capture, позволившая разделить фрагменты ДНК в эволюции человека. Были проведены анализы mtДНК многих видов млекопитающих плейстоцена Европы. Эти и подобные исследования касались генетической интрогрессии и гибридизации различных видов позвоночных: оленей [Goodman et al., 1999], насекомоядных, грызунов, хищных [Thulin et al., 2006 и др.], рукокрылых, [Bogdanowicz et al., 2009], некоторых птиц и многих вымерших видов.

Такие исследования сопряжены со многими трудностями, прежде всего, ограниченная химическая стабильность, связанная со спонтанной деградацией ДНК, особенно в условиях *in vitro*, а также проблема возможного загрязнения ДНК в процессе работ через микроорганизмы или контакт с клетками человека. Иногда это приводит к ошибочным выводам. Использование новых ДНК-методик в исследованиях фаун плейстоцена, открыли новые возможности, а одновременно заострили проблемы, связанные, прежде всего, с согласованием раньше полученных результатов (т.н. старых данных) с новыми данными молекулярной генетики. Особенно это относится к палеонтологическим данным и в первую очередь к определению (а часто изменению) таксономического статуса вымерших форм и установлению их предковости по отношению к современным формам. При таком подходе одновременно расширяются возможности для интерпретации данных о путях миграции видов, особенно из зоны руфугиумов, о формировании ареалов современных видов средней полосы Европы в голоцене, о сукцессиях биоценозов [Sommer & Nadachowski, 2006].

В контексте исследования фаун плейстоцена и голоцена ДНК-анализы позволили на повышение уровня доказательности в филетических реконструкциях, установлении преемственности между вымершими и современными формами, большей обоснованности взглядов на региональные особенности генетической структуры по ареалу вида (филогеография) в пределах Евразии. До этого времени подобные выводы опирались исключительно на данных эволюционной морфологии ископаемых остатков видов в основном с территории перигляциала, чему посвящено много публикаций. Таксономически и экологически смешанные (тундро-степные)

фауны плейстоцена были весьма специфичными образованиями вблизи границы гляциалакак по структуре биоценозов и их составляющих, так и по их эволюции и функциональности [Rekovets, Nadachowski, 2007; Rekovets, Nowakowski, 2010]. Таксоны этих биоценозов отличались от современных на уровне родов (*Mammuthus, Coelodonta, Megaloceros*), видов (*Ursus spelaeus*, *Lepustanaiticus, Spermophilus superciliosus, Dicrostonyx henseli* и др.) и подвидов (преимущественно Arvicolidae). Названные таксоны вымерли к концу плейстоцена, а другие (в основном мелкие и хищные млекопитающие) – оставались в рефугиумах – резерватах голоценовых миграций в зону послеледниковья. Увязать данные о некоторых вымерших видах перигляциальной зоны Европы с таковыми современных видов этого региона на основе mtДНК составило основную задачу проведенных исследований.

В наших исследованиях mtДНК, проводимых на кафедре генетики Природничего Университета во Вроцлаве, были затронуты проблемы таксономического статуса и родственных отношений форм зайцеобразных (Lagomorpha) перигляциальных фаун Европы (роды *Lepus* и *Ochotona*). До этого неоднократно были попытки решить проблемы систематики этих групп, их филогению, становления современных видов и формирования их ареалов [Erbajeva, 1988; Averianov, 1999, и др.]. Публикация [Matthee et al., 2004] о таксономии Leporidae с использованием ядерных и митохондриальных маркеров не поправила ситуацию. Однако были сформулированы предположения о периодических миграциях и становлении видов рода на континентах Старого и Нового Света. Проблемы видов этих родов усложняются явлениями интрогрессии и гибридизации особенно между видами Европы, ареалы некоторых из них перекрываются [Strzala, 2008]. Оледенения и межледниковья плейстоцена способствовали аллопатрическому видообразованию в Иберии, Апеннинах и Балканах близкородственных форм *L. Europaeus* и *L. timidus* sensu lato [Alves et al., 2008]. Типология цитохрома b показывает, что некоторые виды Lepus не образуют монофилетических линий, особенно в Иберии. Современные *Lepus europaeus* и *Lepus timidus* филогенетически связанные и для них свойственны явления интрогрессии. Наши исследования mtДНК касались преимущественно таксономического статуса *Lepustanaiticus* и *Ochotonaspelaea* из перигляциальных фаун Европы и их роли в становлении двух современных видов рода *Lepus*, а также вида *Ochotona pusilla*. Они подтвердили подвидовой статус *Ochotona spelaea* и обособленность *Lepus tanaiticus*, таксономическая позиция которого не окончательно установлена. Эти результаты несколько не согласуются с данными по группе *Lepus* "*tanaiticus-timidus*", полученными на основе mtДНК остатков с регионов Северного Урала [Prost et al., 2010], хотя и составляют они единую группу северных видов (*L. othus, L. timidus, L. arcticus*). Самостоятельность вида *Ochotona spelaea* была подвергнута сомнению [Averianov, 1999, Lissowski, 2007], хотя раньше палеонтологи рассматривали его в составе современного вида *O. pusilla* [Erbajeva, 1988]. Полученные последовательности цитохрома b вида *O. spelaea* из местонахождений Украины и Центральной Европы свидетельствуют в пользу только одного вида *O. pusilla*, который обитал на территории Европы и Украины в период от среднего плейстоцена до 19 столетия включительно [Pidoplichko, 1934]. В плиоцене в этом регионе было большое разнообразие родов и видов Ochotonidae [Cermak, Rekovets, 2010].

Список литературы

1. *Alves P.C., Melo-Ferreira J., Freitas H., Boursot P.* 2008. The ubiquitous mountain hare mitochondria: multipleintrogressive hybridization in hares, genus Lepus // Philos T R Soc B. 363. P. 2831–2839.

2. *Averianov A.O.* 1999. Phylogeny and classification of Leporidae (Mammalia, Lagomorpha) // Vestnik Zoologii 33. P. 41–48.

3. *Bogdanowicz W., Van Den Bussche R.A., Gajewska M., Postawa T., Harutyunyan M.* 2009. Ancient and Contemporary DNA ShedsLight on the History of Mouse-EaredBats in Europe and the Caucasus // Acta Chiropterologica 11 (2). P. 289–305.

4. *Čermák S. & Rekovets L.I.* Early Pliocene ochotonids (Mammalia, Lagomorpha) from Southern Ukraine // Geodiversitas32 (1), 2010. P. 107–120.

5. *Dabney J., Meyer M., Paabo S.* 2013 b. Ancient DNA Damage // Cold Spring Harbor Perspectives in Biology5(7):a012567.

6. *Erbajeva M.A.* 1988. Cenozoic Pikas (Taxonomy, Systematics, Phylogeny). Nauka, Moscow, 224 p. (in Russian).

7. *Goodman S., Barton N., Swanson G., Abernethy K., Pemberton J.* 1999. Intorgression through rare hybridisation: a geneticstudy of a hybryd zonebetween Red and Sika Deer (genus *Cervus*) in Argyll, Scotland // Genetics 152. P. 355–371.

8. *Hagelberg E., Thomas M.G., Cook C.E.Jr, Sher A.V., Baryshnikov G.F., Lister A.M.* 1994. DNA from ancientmammothbones // Nature370. P. 333–334.

9. *Higuchi R., Bowman B., Freiberger M., Ryder O.A., Wilson A.C.* 1984. DNA sequences from the quagga, anextinctmember of the horse family // Nature312. P. 282–284.

10. *Lindahl T.* 2000. Fossil DNA // Current Biology, Volume 10, Issue 17, pR616.

11. *Lissovsky A.A., Ivanowa N.V., Borisenko A.V.* 2007. Molecular Phylogenetics and Taxonomy of the Subgenus Pika (Ochotona, Lagomorpha) // Journal of Mammology 88(5). P. 1195–1204.

12. *Matthee C.A., Jansen van Vuuren B., Bell D. and Robinson T.J.* 2004. A Molecular Supermatrix of the Rabbits and Hares (Leporidae) Allows for the Identification of Five Intercontinental Exchanges During the Miocene // Syst. Biol. 53(3). P. 433–447.

13. *Paabo S.* 1985. Molecularcloning of ancien Egyptianmummy DNA // Nature, 314. 644–645.

14. *Pidopliczko I.G.* 1934. O wremeni wymierania malojpiszczuchi na teritoriijuga SSSR // Priroda, N12. C. 78–80 (in Russian).

15. *Prost S., Knapp M., Flemming J., Hufthammer A.K., Kosintsev P., Stiller M., Hofreiter M.* 2010. A phantomextinction? New insights into extinction dynamics of the Don-hare Lepustanaiticus // Journal of Evolutionary Biology, 23(9). P. 2022–2029.

16. *Rekovets L.I., Nadachowski A.* 2007. Evolution of biocenosis in periglacial zoneduring Late Pleistocene in eastern Europe // Vestnik Zoologii, 41(3). P. 197–206.

17. *Rekovets L.I., Nowakowski D.* 2010. Periglacialzone of Europe: A historical-biocenoticanalysis. In book: Morphology and Systematics of Fossil Vertebrates., Publisher: DN Publisher Wroclaw – Poland. P. 95–103.

18. *Sommer R.S. Nadachowski A.* 2006. Glacial refugia of mam-mals in Europe: evidence from fos sil re cords // Mammal Review, 36. P. 251–265.

19. *Strzała T.* 2008. Genetic characteristics of the brown harespolish population based on mtDNA. Doctorsthesis. Museum and Institute of Zoology Polish Academy of Siences. Warsaw 2008.

20. *Thomas R.H., Schaffner W., Wilson A.C., Paabo S.* 1989. DNA phylogeny of the extinct marsupial wolf // Nature. 340. P. 465–67.

21. *Thulin C.G., Fang M., Averianov A.O.* 2006. Introgression from Lepuseuropaeus to L. timidus in Russia revealed by mitochondrial single nucleotidepolymorphisms and nuclearmicrosatellites // Hereditas. 143. P. 68–76.

ТОРФЯНИКИ НА ПОБЕРЕЖЬЯХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ: ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

PEAT BOGS ON THE ARCTIC SEAS COASTS: AGE AND CONDITIONS OF FORMATION

Ф.А. Романенко

МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия
faromanenko@mail.ru

F.A. Romanenko

Geographical department of Moscow State University M.V. Lomonosov, Moscow, Russia

Торф – один из самых распространенных видов четвертичных отложений высоких широт. Бугристые торфяники, торфяные бугры пучения, линзы, прослои и «вкладки» торфа, скопления торфяного детрита, насыщенные торфяной крошкой пески и глины, наконец, торфяные окатыши – далеко не полный список образований, широко распространенных на островах и побережьях арктических морей. Торф чаще всего используется для радиоуглеродного датирования и последующего стратиграфического расчленения и корреляции верхнечетвертичных отложений, установления возраста рельефа. Поэтому для правильной интерпретации данных о возрасте торфа чрезвычайно важно обращать внимание на геоморфологические условия его формирования. Нами проанализирован массив радиоуглеродных дат по торфяникам (около 400 дат) островов и побережий арктических морей (Белого, Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского). Образцы торфа отобраны в 1993–2017 гг. в ходе по-

левых работ по разным проектам. Радиоуглеродное датирование проведено в лабораториях Геологического института РАН (индекс ГИН), Института географии РАН (ИГАН), Санкт-Петербургского университета (ЛУ).

Геоморфологическая позиция датированных торфяников разнообразна. Значительная их часть сформировалась в озерных котловинах, на прилегающих заболоченных участках и в днищах спущенных озер (хасыреев или аласов), располагающиеся или в понижениях скального фундамента (Западное Беломорье), или вложенных в более древние отложения разного происхождения (морские, озерно-аллювиальные, аллювиальные, реже – ледниковые). Поэтому их называют «вкладки», и именно к ним относится большая часть датировок. Статистический анализ их распределения показал, что, несмотря на формирование торфа в течение всего голоцена, существуют некие региональные периоды наиболее интенсивного торфообразования. Так, в восточном секторе Арктики такой период приходится на интервал 9–7 тыс. радиоуглеродных лет назад (р.л.н.), соответствующий климатическому оптимуму, который западнее сдвигается на более позднее время (7–5 тыс. л.н.). Потепление, сопровождавшееся увеличением увлажненности, обусловило интенсивное протаивание как полигонально-жильных (ПЖЛ), так и пластовых льдов плейстоцен-голоценового возраста. В образовавшихся котловинах сформировались многочисленные озера, определяющие в настоящее время облик низменных равнин. Но данный этап активизации зарастания озер/болотообразования оказывается не единственным. Во многих разрезах обнаружены следы нескольких (не менее четырех) этапов торфонакопления. Массовое образование болот в раннем голоцене, как правило, следовавшее за формированием термокарстовых котловин, отмечено во многих районах.

В Западном Беломорье возраст выстилающих озерно-болотные котловины отложений характеризует смену тенденции развития водоемов, обычно представлявших собой в начале своего развития морские заливы и проливы, а затем вышедших из-под уровня моря в результате тектонического подъема и постепенно превращавшихся в болота. О морском происхождении водоемов свидетельствуют данные диатомового анализа. Торф перекрывает толщи сапропелей/гиттии, в основании которых находятся песчано- и/или валунно-галечные осадки «доозерного периода». Датирование позволило установить скорости тектонического подъема разных участков Карельского, Кандалакшского и Поморского берегов. Возраст отложений показывает, что они формировались практически весь голоцен – начало образования относится к интервалу 8–9 тыс. р.л.н., а самые молодые даты – середина второго тысячелетия н.э., т.е. накопление торфа продолжается.

Возраст подошвы торфяных отложений показывает смену характера осадконакопления и время выхода поверхности из-под уровня затопления: лежащие в основании разреза морские пески сменяются континентальными болотными отложениями. Возраст этого выхода меняется от 9500 р.л. до 150 лет, т.е. процесс подъема суши и отступания моря продолжается в течение всего голоцена.

Удивительные торфяники обнаружил на Земле Франца-Иосифа В.Л. Суходровский [1967]. Они приурочены к тыловым частям морских террас высотой до 25 м. Вскрывается торф мощностью до 0,3–0,5 м мохово-лишайникового (о. Галля), водорослевого (Земля Александры) или смешанного (о. Мейбел) состава. Особенно мощные залежи такого торфа, рассеченные глубокими термокарстовыми рвами, находятся на мысе Мэри Хармсуорт Земли Александры. Возраст этого торфа 4410±40 (ГИН-14976), на Центральной суше – около 5500 р.л. (5570±60, ГИН-14978; 5670±40, ГИН-14979), а на о. Мейбел – 3470±40, ГИН-14973).

Возраст торфа соответствует самому теплому периоду в истории голоцена ЗФИ, когда на архипелаге жили северные олени, о чем говорит коллекция из 26 датировок, полученных М.Г. Гросвальдом, А.Ф. Глазовским, С. Форманом и их коллегами по собранным в архипелаге оленьим рогам. Наибольшее число (80%) дат находится в интервале 5–2,5 тыс. р.л. В настоящее время условия для жизни оленей отсутствуют.

Повсеместно торфяные линзы вскрыты в обрывах преимущественно песчано-глинистого состава. Их можно интерпретировать как захороненные болота, прекратившие существование. Возраст таких горизонтов и линз существенно более древний и колеблется от начала работы радиоуглеродного хронометра (запредельные даты, древнее 50 тыс. р.л.н.) до первой половины голоцена.

На Терском и Зимнем берегах Белого моря наличие мощных горизонтов (около 3 м) торфа способствует сохранению в условиях потепления климата островов мерзлых грунтов. На прилегающих территориях, где условия для накопления торфа были менее благоприятны, мерзлота не сохранилась.

Болота существовали на арктических побережьях практически весь голоцен, с 9000 радиоуглеродных лет до современности. Статистических зависимостей между высотой, геоморфологическим положением и возрастом болота при данной выборке не выявляется, т.к. мешают локальные факторы, связанные с местными колебаниями базисов эрозии и направления стока, которые определяются как тектоническими, так и гидрометеорологическими при-

чинами. Вместе с тем имеют место этапы массового заболачивания и начала формирования торфяников на прибрежных равнинах.

Работа выполнена по теме госзадания АААА-А16-116032810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования» при поддержке проектов РФФИ №№ 16-45-890076 р_а, 16-44-890237 р_а, 17-05-00630.

Список литературы

1. *Суходровский В.Л.* Рельефообразование в перигляциальных условиях. М.: Наука, 1967. 120 с.

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ ВЕРХНЕЙ ОКИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ)

LATE HOLOCENE DYNAMICS OF VEGETATION OF THE LEFT BANK OF THE UPPER OKA RIVERBASED ON THE STUDY OF PEAT DEPOSITS

О.В. Руденко[1], Е.Ю. Новенко[2,3], Е.М. Волкова[4], Н.Г. Мазей[2]

[1] Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, Орел, Россия
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[3] Институт географии РАН, Москва, Россия
[4] Тульский государственный университет, Тула, Россия
olrudenko2011@yandex.ru; lenanov@mail.ru; convallaria@mail.ru; natashamazei@mail.ru

O.V. Rudenko[1], E.Yu. Novenko[2,3], E.M. Volkova[4], N.G. Mazei[2]

[1] Turgenev Oryol State University; Oryol, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University; Moscow, Russia
[3] Institute of Geography, Moscow, Russia
[4] TulaStateUniversity, Tula, Russia

Восстановление характера естественных ландшафтно-климатических изменений и оценка роли антропогенного фактора в локальных преобразованиях растительности является важнейшей задачей палеоландшафтоведения, особенно для пограничных территорий, соответствующих понятию «экотон». Река Окасчитается условной границей ландшафтных зон – европейской широколиственной и евразийской степной [Носова, 1973], а ее бассейн как раз и представляет собой такой региональный экотон. Данный регион изучен крайне неравномерно, особенно комплексом палеогеографических методов. Однако, при планировании природоохранных мероприятий, имеющих целью оптимизацию структуры ландшафтов и их устойчивое использование в будущем, учет данных таких исследований крайне важен.

Материал полевых исследований получен в 2012–2014 гг. в национальных парках левобережья Верхней Оки. Палеоботаническим, палинологическим и радиоуглеродным методом изучены две торфяные залежи, извлеченные торфяным буром «Eijelkamp» из небольшого олиготрофного болота в юго-западной части НП «Орловское Полесье» (мощность торфа 100 см) и из мезотрофного болотца в юго-восточной части НП «Калужские Засеки» (79 см). Образцы торфа из болота «Орловское Полесье» отобраны с интервалом в 5 см, из болота «Мачуля» – 2 см. Территории, окружающие болота, заняты эолово-водноледниковыми грядами под сосняками зеленомошными и моренно-водноледниковыми равнинами с преобладанием ельников-зеленомошников и хвойно-широколиственных лесов. Современный растительный покров болота «Орловское Полесье» представлен пушицево-сфагновыми растительными сообществами с большим участием болотных кустарничков и участками редкостойного березняка и низкорослых угнетен-

ных сосен. Болото «Мачуля» – осоково-сфагновое с березой. Анализ ботанического состава торфа болота «Мачуля» показал, что бóльшая часть залежи представлена торфом низинным с присутствием *Carex* (до 65%), *Sph. teres*, *Sphagnum* sp., *Sphagnum fallax/angustifolia.* С глубины 60–70 см увеличивается доля различных видов древесных растений (до 18% – *Pinus, Salix, Betula*), снижается доля участия осок до 35%. В верхних горизонтах до 24 см степень разложения торфа составляет 5–15%. Преобладают различные виды *Sphagnum* (65–90%). В изученной торфяной залежи болота «Полесье» выделены три части: 15–100 см – низинный, 10–15 см – переходный и 2–10 см – верховой с обилием *Sphagnum angustifolium*, *Sph. balticum*, *Sph.* (*Acutifolia*) и резкий пиком их содержания (до 60%) на глубине 10 см, что свидетельствует о том, что болото перешло в олиготрофную стадию всего несколько столетий назад.

Определение абсолютного возраста образцов из болота «Полесье» выполнено в Радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН, а образцы торфа из болота «Мачуля» датированы в Институте природопользования НАН Республики Беларусь. Всего получено 7 радиоуглеродных датировок, свидетельствующих о том, что формирование болота «Полесье» началось 4100±110 кал. л.н., в начале суббореального периода, а болота «Мачуля», расположенного примерно в 40 км севернее, на территории НП «Калужские Засеки», на 300 лет позже, т.е. почти одновременно. Спорово-пыльцевой анализ образцов торфяных залежей показал доминирование пыльцы древесных пород во всех изученных пыльцевых спектрах. В течение временного интервала ~4000–1600 кал. л.н. на окружающей территории произрастали широколиственно-сосновые леса с участием дуба, липы и вяза и подлеском из лещины и березово-сосновые леса, причем вверх по течению Оки увеличивалась доля участия ели в составе древостоя. Похолодание климата вначале неогляциала [Палеоклиматы…, 2009] предопределило сокращение ареала распространения широколиственных лесов, что нашло отражение в спорово-пыльцевых спектрах обоих изученных болот. Для временного интервала 2900–1600 кал. л.н. на диаграммах характерно резкое сокращение процентного содержания пыльцы широколиственных пород, в первую очередь дуба и лещины. Песчаные почвы, распространенные вокруг болота «Полесье», благоприятствовали распространению сосны, и доля ее пыльцы оставалась достаточно высокой (до 50–60%) на протяжении всего времени формирования разреза торфяника. Доля пыльцы сосны в спектрах из болота «Мачуля» существенно ниже и не превышает 15–20%.

Значительные изменения как в региональной, так и в локальной растительности болот произошли в период между 1700–1400 кал. л.н. Во-первых, на фоне почти полного исчезновения пыльцы широколиственных деревьев и увеличения участия в спектрах пыльцы сосны и березы, наблюдается устойчивое увеличение доли пыльцы ели, особенно заметное на диаграмме болота «Мачуля» тремя пиками до 50–60%. Возможно, ель росла на левобережье Верхней Окии раньше, но начала активно расселяться после сведения широколиственных лесов и ослабления конкуренции с широколиственными породами, в первую очередь, дубом. Во-вторых, происходит заметное и устойчивое увеличение доли пыльцы злаков, в том числе культурных. Встречается пыльца гречихи, бобовых, растений, характерных для залежей (*Artemisia*, Chenopodiaceae, Asteraceae), а также синантропных видов – *Centaureacyanus*, Urticaceae, *Potentilla* sp., *Rumex* sp., *Plantago* sp. и др., что свидетельствует об укоренении земледелия на изучаемой территориии усилении антропогенного пресса на лесные экосистемы.

Подсчет концентрации микрочастиц угля в торфе позволил выявить интервалы, отражающие интенсивность и частоту пожаров на окружающей территории. Так, постоянно высокое содержание микрочастиц (более $50–70\times10^3$ частиц/1 см^3) отмечено в слое гиттии, вскрытой в нижней части разреза болота «Мачуля», соответствующей интервалу ~4100–3300 кал. л.н. Пик концентрации микрочастиц угля до $125.5\cdot10^3$/1 см^3, выявленный на контакте с вышележащим торфом, соответствует резкому сокращению доли пыльцы широколиственных деревьев (менее 5%) и спор папоротников (с 70 до 20%) на пыльцевой диаграмме, что, видимо, отражает условия начального этапа хозяйственного освоения этого региона человеком.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ, проект №16-17-10045.

Список литературы

1. *Носова Л.М.* Флоро-географический анализ северной степи Европейской части СССР. М.: Наука. 1973. 187 с.

2. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен- голоцен. Величко А.А. (ред.). Атлас-монография. Москва: ГЕОС. 2009. 120 с.

НОВЫЕ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ИЗ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ВПАДИНЫ (БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

NEW MICROPALEONTOLOGIC AND LITHOLOGIC DATA FROM THE CENTRAL DEEP (THE BARENTS SEA)

О.В. Руденко[1], Е.Е. Талденкова[2], Н.О. Чистякова[2]

[1] ФГБОУ ВО «Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева», Орел, Россия
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
olrudenko2011@yandex.ru; etaldenkova@mail.ru; natal-y@mail.ru

O.V. Rudenko[1], E.E. Taldenkova[2], N.O. Chistyakova[2]

[1] Turgenev Oryol State University, Oryol, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Материал для исследований получен в 2014 г. в рейсах научно-исследовательских судов ОАО «Мурманской арктической геологоразведочной экспедиции» (МАГЭ, г. Мурманск) в ходе донного опробования в рамках ГСШ 1:1 000 000 масштаба. 2 грунтовых колонки, 201401/12 (75º30.535′ с.ш.; 42º38.030′ в.д.; длина 215 см) и 201402/31 (75º20.757′ с.ш.; 43º47.663′ в.д.; длина 235 см) подняты в северной части Центральной впадины Баренцева моря с глубин 340 и 310 м, соответственно. При интерпретации полученных результатов комплексного исследования мы опирались на имеющиеся геофизические данные, подкрепленные изучением литологии и ископаемых микрофоссилий [2; 3; 4; 5]. Согласно им, в Баренцевом море выделяются 3 основных слоя донных осадков. Первый соответствует эпохе ранней дегляциации (древнее 15 календарных т.л.н.) и представлен проксимальными гляциально-морскими глинистыми отложениями с переотложенными древними микрофоссилиями, накапливавшимися в условиях холодного морского опресненного бассейна. Второй соответствует голоцену и представлен морскими алевритистыми илами со следами биотурбации и богатыми, но изменчивыми в пространстве и времени комплексами современных микрофоссилий. Между ними выделяется слой тонкослоистых песчанистых илов с включениями материала айсбергового разноса, накопленный в условиях дистальных ледниково-морских бассейнов на этапе поздней дегляциации и переходе к голоцену (15–10.5 кал. т.л.н.).

Литология осадков. Однородный глинисто-алевритистый состав осадков в интервале 0–185 см разреза 201401/12, небольшая доля фракции >63 мкм (0.4–1%) и скудное содержание крупнозернистых терригенных обломков позволяет считать данную часть разреза морскими осадками голоценового возраста. В интервале 185–215 см доля крупнозернистых терригенных обломков значительно больше. Осадки колонки 201402/31 четко подразделяются на две толщи: верхние 70 см представлены осадками, аналогичными вскрытым в колонке 201401/12. Следует отметить, что доля фракции >63 мкм и количество крупнозернистых терригенных обломков повсеместно выше, чем в колонке 201401/12, особенно в основании разреза. В их составе постоянно присутствуют обломки каменного угля, в интервале 135–210 см они доминируют абсолютно. В нижних двух образцах встречен глауконит. Очевидно, колонка 201402/31 ниже 70 см вскрыла осадки дегляциации.

Пыльца и НПП. Все образцы содержали гетерохронные палиноспектры. В верхнем метре разреза 201402/31 доля переотложенных дочетвертичных микрофоссилий составила от 6.4 до 69.4%, ниже по разрезу микрофоссилии моложе мезозойского возраста регистрировались либо единично, либо отсутствовали. В осадках колонки 201401/12 доля переотложенных микрофоссилий варьировала от 9.1 до 46.7%. Большая часть переотложенного спектра имеет локальный генезис, учитывая возраст коренных пород исследуемого региона [6], и, вероятно, поступает в осадки в результате донной абразии. Доминируют характерные для отложений готеррив-баррема *Picea* sp., *Pinus* sp., разнообразные споры глейхениевых и схизейных родов *Lygodium* и *Anemia*. Пыльца *Podocarpusunica* Bolch., *Ginkgo* sp., Taxodiaceae/Cupressaceae, *Cycasglabra*, *Bennettite* spp. и споры *G. delicata* Bolch., Polypodiaceae характеризует апт-альбские отложения региона [7].

В толще алевропелитов, перекрывающих дегляциальные осадки, выделены 3 палинозоны (ПЗ). В ПЗ-1 доминируют пыльца *Betulanana*-type (до

60%), злаков (до 20%) и криофильный вид *Islandiniumminutum* в группе микрофитопланктона, что указывает на суровую природно-климатическую обстановку и значительную ледовитость морского бассейна. ПЗ-2 характеризует наиболее благоприятные условия и отмечена увеличением доли пыльцы сосны, появлением пыльцы древовидных берез, ольхи и ели, а также цист *Spiniferites* sp. И *Operculodinium centrocarpum*, в арктических морях маркирующих зону влияния атлантических вод [1]. ПЗ-3 характеризуется почти полным исчезновением пыльцы растений тундровых биоценозов и отражает условия похолодания климата позднего голоцена.

Планктонные фораминиферы не обнаружены в осадках дегляциальной части колонки 201402/31. Максимальное содержание (3–4 раковины/1 г) отмечено в голоценовых слоях обеих колонок. Повсеместно преобладает типичный полярный вид *Neogloboquadrina pachyderma*sin. В колонке 201401/12 в интервале 45–50 см отмечено особенно скудное число раковин из-за растворения и присутствие субполярного вида *Globigerinita glutinata*, а также экзотических тепловодных видов *Globigerinoidesruber* и *Globorotaliatruncatulinoides*, что может отражать благоприятные условия потепления, повышенной продуктивности вод и проникновения в Центральную впадину теплых атлантических вод. В составе субполярной группы планктонных фораминифер встречаются *N. pachyderma* dex., *Turborotalitaquinqueloba* и *Globigerinabulloides*.

Бентосные фораминиферы значительно более разнообразны (до 20 видов в образце). Их численность в голоценовых осадках достигает 60, но в среднем составляет 10-20 раковин/1 г. Пик численности отмечен в нижней части колонки 201401/12, где раковины имеют хорошую сохранность и практически не несут следов растворения, что, скорее всего, можно объяснить высокими скоростями осадконакопления. В нижней части колонки 201402/31 (инт. 100–235 см) отмечено малое количество раковин и присутствие «коричневых» секреционных фораминифер, в т.ч. как типичных современных видов (*Elphidiumclavatum* и *Cassidulina reniforme*), так и, по-видимому, переотложенных древних раковин, условно определенных до рода. Картина распределения по разрезам колонок наиболее массовых современных видов бентосных фораминифер сходна. В дегляциальных осадках преобладает оппортунистический вид *Elphidium clavatum*, характерный для стрессовых опресненных обстановок с повышенной мутностью вод за счет влияния «ледникового молока». Выше по разрезам доминирует арктический холодноводный вид *Cassidulina reniforme*, пиковое содержание которого обычно отмечается в переходный период от поздней дегляциации к раннему голоцену и в раннем голоцене [3; 4]. Этот пик прослежен в обеих колонках. Ископаемые сообщества, сменившие комплекс с преобладанием *C. reniforme*, характеризуются высокой численностью фораминифер, возросшим видовым разнообразием и отсутствием доминирующих видов. Многочисленны *Elphidium subarcticum, Islandiella norcrossi, Buccellafrigida,* появляется *Trifarinafluens* и достигает максимума численность раковин экзотических тепловодных планктонных фораминифер. Комплекс характеризует открытый морской бассейн с относительно высокой продуктивностью вод, испытывавший более сильное влияние атлантических вод, чем в настоящее время. Постепенное увеличение доли *E. clavatum* в верхних частях колонок, наряду с *C. reniforme* и *I. norcrossi*, отражает похолодание и рост ледовитости в позднем голоцене.

Список литературы

1. *De Vernal A., Rochon A., Turon J-L. and Matthiessen J.* Organicwalled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. GEOBIOS. 1997. No 30. P. 905–920.

2. *Polyak L. and Mikhailov V.* Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence // Andrews J.T. et al. (Eds.). Late Quaternary paleoceanography of the North Atlantic margins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. No 111. P. 323–337.

3. *Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V. and Jull A.J.T.* Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea. Geology. 1995. V. 23. No 6. P. 567–571.

4. *Корсун С.А., Погодина И.А., Тарасов Г.А., Матишов Г.Г.* Фораминиферы Баренцева моря (гидробиология и четвертичная палеоокеанология). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 1994. 136 с.

5. *Мурдмаа И.О., Иванова Е.В.* Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря //Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.

6. *Погребицкий Ю.Е.* Геологическая карта Северного Ледовитого океана и сопредельных территорий. М-б 1:15 000 000. Л., Изд-во ВСЕГЕИ. 1983.

7. *Руденко О.В.* Некоторые закономерности распределения переотложенных палиноморф в верхнекайнозойских осадках Баренцева моря // Геология морей и океанов. Тез. докл. XIII Международной школы морской геологии. Т. 1. М., 1999. С. 97–98.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА И ОСОБЕННОСТЯМ ПАЛЕГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ В ВОДНЫХ БАССЕЙНАХ ПО ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА

NEW DATA ON THE STRUCTURE OF THE QUATERNARY BLANKET AND THE FEATURES OF PALEGEOGRAPHIC DEVELOPMENT IN THE LATE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE IN WATER BASINS ON THE EASTERN PERIPHERY OF THE BALTIC CRYSTALLINE SHIELD

А.Е. Рыбалко[1,2], М.Ю. Токарев[1,5], Д.А. Субетто[3], А.С. Локтев[4], Д.В. Корост[4,5], Л.А. Савельева[2]

[1] Центр анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[3] Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия
[4] Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[5] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

A.E. Rybalko[1,2], M.Ju. Tokarev[1,5], D.A. Subetto[3], A.S. Loktev[4], D.V. Korost[4,5], L.A. Saveljeva[2]

[1] Center of seismic data analysis of the Moscow State University. M.V. Lomonosov Moscow, Russia
[2] Institute of Earth Sciences of St.Petersburg State University
[3] Institute of Water Problems of the North Karelian Research Center of the RAN
[4] The Center for Marine Research of the Moscow State University. M.V. Lomonosov Moscow, Russia
[5] Faculty of Geology of the Moscow State University, Moscow, Russia

Изучение четвертичных отложений крупнейших водных бассейнов (Белое море, Финский залив Белого моря, Ладожское и Онежское озера) по восточной периферии Балтийского кристаллического щита давно уже привлекает внимание многочисленных исследователей. Именно в них наблюдаются наиболее мощные толщи осадочных образований различного возраста, а время формирования береговых зон служит мощным инструментом для оценки характера и последовательности палеогеографических событий в позднем неоплейстоцене и голоцене. Степень изученности этих морских и озерных водоемов самая различная. На Финском заливе и в Белом море накоплено большое количество геолого-геоморфологических данных о строении четвертичного покрова, что позволило создать карты четвертичных отложений масштаба 1:1 000 000. С изученностью четвертичного покрова Великих Европейских озер дело обстоит во много раз хуже, особенно не хватает современных сейсмоакустических материалов.

В связи с вышесказанным, начиная с 2014 года, Центр анализа сейсмических данных и Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Институт водных проблем Севера Карельского научного Центра РАН, и Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета предприняли несколько совместных проектов по комплексному изучению четвертичных отложений указанных морских и озерных акваторий с целью получения общей истории палеогеографического развития восточной периферии Скандинавского кристаллического щита. Большой объем площадного сейсмоакустического профилирования (МАГЭ), его интерпретация (СПбГУ, МАГЭ) и использование результатов программы по комплексному изучению Белого моря в ИОРАН под руководством акад. А.П. Лисицина, позволило создать новую карту четвертичных отложений этого моря, с выделением новых фаций лавинного седиментогенеза, прослеживанием палеодолин в Двинском заливе и представить новую схему распространения разновозрастных стадий Скандинавского ледникового покрова в Беломорской впадине. Детальные работы в проливе Великая Салма и вершине Кандалакшского залива (МГУ, СПбГУ, ФНГПП «Севморгео») впервые показали огромную роль гравитационных процессов в перемещении обломочного материала в голоценовое время и формировании осадочного покрова современных осадков в бело-

морской впадине. С ними тесно связаны молодые геодинамические процессы, которые в значительной мере определяют особенности мезорельефа морского дна и непосредственно влияют на перераспределение донных осадков и их химический состав. Одновременно получены новые данные о формировании флюидно-газовых сипов, связанных как с современными биогенными процессами, так и с проявлением глубинных газов, приуроченных к зонам активизированных в настоящее время геодинамических движений.

Предпринятое в 2014–2015 гг. сейсмоакустическое профилирование в Ладожском и Онежском озерах (МГУ, ИВП, СПбГУ) с использованием многоканальных и заглубленных установок позволило часто впервые получить данные о пространственном распределении голоценовых и верхних неоплейстоценовых отложений, их мощности, а также уточнить информацию о пространственном распределении моренных образований. Также были получены сведения об активном проявлении современных геодинамических движений, а также связанных с ними гравитационных процессов, которые в ряде мест определяют основные черты донного рельефа. Впервые были получены данные о наличии выходов глубинных газов с формированием поп-марков, существенно уточнены контуры выхода на поверхность дна Онежского озера ледниково-озерных отложений. Детальные комплексные исследования, включавшие сейсмоакустическое профилирование различных модификаций, боковую гидролокацию, а также геологический пробоотбор с целью отбора проб на микропалеонтологические исследования, определения абсолютного возраста донных осадков, томографию кернов, определение физико-механических свойств донных отложений и оценку скоплений газов в толще донных отложений и их генезиса (МГУ, ИВП, СПбГУ), проведенные в 2016 году в Петрозаводской губе Онежского залива, уже в настоящее время позволили получить совершенно новые данные о формировании четвертичного покрова. К ним относятся результаты корреляции длинных (3-метровых) колонок как в указанной губе, так и в южной котловине Онежского озера, получение микропалеонтологических данных по колонкам в самой Петрозаводской губе, а также, первых абсолютных датировок по донным осадкам, выявление различных геологических опасностей и оценка физико-механических свойств в непосредственной близости от крупного промышленного центра и столицы Карельской республики – города Петрозаводска.

За три года совместных исследований получен уникальный опыт совместного проведения сейсмоакустических и геологических исследований в рамках единых работ и единого коллектива исследователей, что позволяло уже на стадии проведения самих исследований существенно корректировать методику и направления отдельных видов работ для получения максимально значимого научного результата.

Предварительные результаты и анализ данных предшествующих работ, в которых принимали непосредственное участие и авторы настоящего доклада, позволяют сформулировать ряд важных седиментолого-палеогеографических выводов. Основные черты формирования четвертичного покрова во всех указанных бассейнах характеризуются общими чертами, обусловленными общностью геологического развития. Начало формирования современных морей и озер было синхронным и относится к 13–14 тыс. лет назад. В позднем неоплейстоцене (позднеледниковье) ландшафтная зональность определялась субмеридиональным положением края деградирующего Скандинавского ледника и синхронным проявлением палеоклиматических событий. В голоцене, по мере распада ледника, ландшафтная зональность приобретает черты современной субширотной при совпадении палеоклиматических колебаний, что отражается в результатах палинологического анализа. В формировании современного осадочного покрова рассматриваемых морских и озерных бассейнов большую роль играют гравитационные процессы, которые, в свою очередь, обусловлены современными геодинамическими процессами. Отражением их являются проявления газов в толще донных осадков.

Работы выполнены при поддержке грантов СПбГУ No. 18.42.1258.2014, 18.42.1488.2015, 0.42.956.2016, 18.40.68.2017.

ЭТАПЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПЕДОГЕНЕЗА НА ЮГЕ СИБИРИ

STAGES OF LATE-PLESTSTOCENE PEDOGENESIS IN THE SOUTH OF SIBERIA

Ю.В. Рыжов[1,2], В.А. Голубцов[2], Х.А. Арсланов[3], Ф.Е. Максимов[3], А.А. Старикова[3]

[1] Иркутский Научный центр СО РАН, Иркутск, Россия
[2] Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[3] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
ryzhovyurij@yandex.ru

Yu.V. Ryzhov[1,2], V.A. Golubtsov[2], Kh.A. Arslanov[3], F.E. Maksimov[3], A.A Starikova[3]

[1] Irkutsk Scientific Center SB RAS, Irkutsk, Russia
[2] V.B. Sochava Institute of Geography. SB RAS, Irkutsk, Russia
[3] Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

Ландшафты внутриконтинентальных районов России реагировали на глобальные природно-климатические изменения в прошлом, что отразилось в почвенно-седиментационной (почвенно-лессово-криогенной) последовательности отложений [Зыкина, Зыкин, 2012]. Почвы отражают этапы длительного устойчивого развития ландшафтов, снижения скорости экзогенных процессов. Этапы педогенеза совпадают с межледниковьями и интерстадиальными потеплениями с более влажным и теплым климатом и развитием густого полога растительного покрова. Отложения различного генезиса, криогенные горизонты отражают периоды похолоданий и аридизации климата. Корреляция этапов почвообразования и активизации экзогенных процессов с детальными климатическими летописями – важная задача четвертичной геологии и палеогеографии.

В течение последних 130 тыс. кал. лет на юге Сибири происходит образование циклически построенных толщ, состоящих их прослоев отложений (в том числе и лессовидных) и горизонтов ископаемых почв. Большие по площади и мощности покровы лессовидных отложений образовались в центральной и южной частях Западной Сибири. На восток площади лессовидных пород уменьшаются по площади и мощности. В Бассейне р. Енисея и Ангары они сосредоточены на равнинах и в межгорных котловинах. В Забайкалье лессовидные отложения образуют делювиально-пролювиальные покровы и шлейфы в нижних частях склонов речных долин и котловин.

Полноразвитые почвы, разделенные на генетические горизонты, формировались в казанцевское межледниковье, частично в каргинский мегаинтерстадиал [Воробьева, 2010; Зыкина, Зыкин, 2012]. В условиях расчлененного рельефа фрагменты ископаемых почв выражены в виде педоседиментов, представленных смесью отложений и почв.

Казанцевское межледниковье. В разрезах отложений Прибайкалья Г.А. Воробьевой [2010] выделен игетейский педокомплекс, состоящий из двух почв. Нижняя мощностью до 1,5 м представлена бурыми (дерновыми) лесными, серыми лесными, лугово-черноземными и черноземными почвами и вероятно совпадает со стадией 5e изотопно-кислородной шкалы. Возрастная позиция верхеигетейской почвы пока не ясна. Или она относится к стадии МИС 5e или к более молодым этапам (стадии 5 a, c). Верхняя почва менее мощная (до 1 м) и представлена бурыми (дерновыми) лесными, серыми лесными. Черноземы встречаются редко. Из отложений подстилающих, игетейский педокомплекс получены OSL даты 96 000±23 000 и 97 100±11 900 [Shchetnikov et al., 2015]. Они скорее свидетельствуют о формировании почв в стадию МИС 5c и являются омоложенными. При датировании гиттии, залегающей в кровле казанцевского педокомплекса уран-ториевым методом, вероятный возраст ее составляет 104–115 тыс. л.н. (стадия 5d) [Максимов, 2017]. В Западной Сибири стадии МИС 5 соответствует Бердский педокомплекс, включающий две почвы стадий 5e и 5c [Зыкина, Зыкин, 2012]. В Средней Сибири выделяют каменноложская почва (5e) и сухоложский (5 a, c) педокомплекс, включающий 3 почвы возрастом от 68±8 до 119±3 тыс. лет назад [Зыкина, Зыкин, 2012, Дроздов и др., 2015]. В Европейской части России с МИС 5 связано 3 ископаемых почвы: рышковская (стадия 5e), кукуевская (стадия 5c), стрелецкая (5a) [Сычева, 2012].

Следующий крупный этап почвообразования связан с каргинским (МИС 3) мегаинтерстадиалом (радиоуглеродный возраст 24–57 тыс. л.н.), характеризующимся частой сменой природно-климатических условий. В Прибайкалье Г.А. Воробьева [2010] выделен осинский педокомплекс, состоящий из двух почв. Нами [Арсланов и др., 2011] пределен абсолютный возраст почв (соответственно 24–31 и 33–39 тыс. л.н.). В последние годы в ряде публикаций [Арсланов и др., 2011; Shchetnikov et al., 2015] опубликованы данные о более древнем возрасте почв, относимых к МИС 3. Но более точное их стратиграфическое положение пока остается предметом дискуссии вследствие запредельного возраста полученных радиоуглеродных дат. В Западной Сибири стадии МИС 3 соответствует искитимский педокомплекс возрастом 24±4 – 53±4 тыс. л.н., включающий две почвы [Зыкина, Зыкин. 2012], в Куртакском геоархеологическом районе (Средняя Сибирь) выделяется куртакский педокомплекс [Дроздов и др., 2015], состоящий из 2–3 ископаемых почв [Колесников, 2005; Дроздов и др., 2015].

В сартанский (поздневалдайский) криохрон почвы формировались преимущественно в заключительные этапы. На юге Западной Сибири выделена суминская почва, включающая три почвы, вероятно соответствующие потеплениям беллега, аллереда и раннего голоцена [Зыкина, Зыкин, 2012]. Радиоуглеродный возраст нижней почвы – 14,2–16,2 тыс. л.н. [Зыкина, Зыкин, 2012]. В Приангарье сартаниские почвы формировались около 12 и 14–15 тыс. л.н. [Воробьева, 2010]. В Западном Забайкалье позделедниковые почвы имеют радиоуглеродный возраст 10,7–12,5 тыс. л.н. [Рыжов и др., 2016].

Следовательно, этапы почвообразования в южных районах Сибири в позднем плейстоцене отражают этапы потепления и увлажнения климата (межледниковья, интерстадиалы), снижения интенсивности экзогенных процессов продолжительностью сотни – первые тысячи лет. Корреляция данных о возрасте ископаемых почв для южных районов Сибири свидетельствует, с одной стороны, о примерной одновозрастности основных фаз педогенеза в позднем неоплейстоцене, с другой, о различиях в их количестве и продолжительности.

Список литературы

1. *Арсланов Х.А., Безрукова Е.В., Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., Кобылкин Д.В., Максимов Ф.Е., Рыжов Ю.В., Старикова А.А., Чернов С.Б.* Стратиграфия, геохронология и палеогеография каргинского мегаинтерстадиала Прибайкалья // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Москва: Географический факультет МГУ, 2011. С. 95–102.

2. *Дроздов Н.И., Макулов В.И., Чеха В.П., Дроздов Д.Н.* Поздний плейстоцен Куртакского геоархеологического района (хроностратиграфия района) // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. Иркутск : Изд-во ИГУ, 2015. Вып. 4. С. 115–119.

3. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 477 с.

4. *Колесников Р.А*. Почвообразование и природные условия каргинского интерстадиала на территории котловин Приенисейской Сибири. Автореф. дис. канд. геогр. наук. Томск: ТГУ, 2005. 24 с.

5. *Максимов Ф.Е., Щетников А.А., Кузнецов В.Ю., Филинов И.А., Григорьев В.А., Савенко В.Б., Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Старикова А.А.* Уран-ториевый возраст казанцевского (МИС 5) горизонта в Усть-Одинском опорном разрезе верхнего неоплейстоцена (Предбайкалье) // Доклады РАН. 2017. Т. 473. № 2. С. 185–189.

6. *Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Снытко В.А.* Новые данные об осадконакоплении и почвообразовании в Селенгинском среднегорье (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене // Доклады академии наук. 2016. Т. 467. № 4. С. 368–372.

7. *Сычева С.А.* Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенностив конце среднего и позднем плейстоцене // Криосфера Земли. 2012. T.XVI. № 4. С. 45–56.

8. *Shchetnikov A.A., Semeney E.Yu., Filinov I.A., Khenzykhenova F.I.* New data on the Late Pleistocene stratigraphy and paleoenvironment of the southwestern Baikal area (Siberia) // Quaternary International. 2015. Vol. 355. P. 65–79.

НИЗКИЕ РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ РЕК ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ: СТРОЕНИЕ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАСЕЛЕНИЯ ДРЕВНИМ ЧЕЛОВЕКОМ

LOW RIVER TERRACES OF THE RIVER PRIBAYKALY AND TRANSBAIKALIA: STRUCTURE, STAGES OF FORMATION AND HUMAN SETTLEMENT

Ю.В. Рыжов[1,2], М.В. Константинов[3]

[1] Иркутский Научный центр СО РАН, Иркутск, Россия
[2] Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[3] Забайкальский государственный университет, Чита, Россия
ryzhovyurij@yandex.ru

Yu.V. Ryzhov [1,2], M.V. Konstantinov[3]

[1] Irkutsk Scientific Center SB RAS, Irkutsk, Russia,
[2] V.B. Sochava Institute of Geography. SB RAS, Irkutsk, Russia
[3] Transbaikal State University, Chita, Russia

Речные террасы сложены осадками покровного и аллювиального генетических комплексов. Несмотря на длительную историю изучения морфологии и строения террас Прибайкалья и Забайкалья их количество и высота, возраст отложений, выявление этапов развития, до сих пор остается предметом дискуссий. Выделяют от 1–2 до 7 террас различных высотных уровней. Обобщающие работы по террасам рек южной Сибири были опубликованы во второй половине прошлого века [Равский, 1972; Базаров, 1986; Цейтлин, 1979; Константинов, 1994; Лаухин, 1982; Ендрехинский, 1982; и др.]. За последние два-три десятилетия получены новые данные о возрасте аллювия, отложениях покровного комплекса в разных районах [Карасев, 2002; Макаров и др., 2015; Константинов и др., 2016; и др.]. В долине реки Селенги нижние террасы за небольшим исключением не сохранились, зато на ее притоках и субпритоках – Хилке, Чикое и Мензе – представлены участки с комплексами террас, позволившее понять их взаимоотношение между собой. Этому весьма способствовали раскопки древних поселений с постановкой обширных раскопов, соединяющихся на стыках террас и разрезающих их отложения до галечника или цоколя.

Цели работы – обобщить существующие новые данные о разрезах отложений 1–3 речных террас, определить этапы и продолжительность формирования аллювиальных и покровных отложений, время и природные условия накопления осадков, фаз врезания и заполнения долин рек, этапы заселения террас древним человеком.

О продолжительности накопления аллювия на разных высотных уровнях и образовании террас как геоморфологического элемента свидетельствуют данные о возрасте контактного горизонта аллювиального и покровного генетических комплексов отложений. В речных долинах отмечаются как расщепление одного террасового уровня на несколько, слияние поймы и надпойменной террасы, двух террас, превращение одной надпойменной террасы во вторую [Ендрихинский, 1982]. В целом, для рассматриваемого региона выделяют низкую пойму высотой 1–2 м, высокую поймы – 2–4 м, первую террасу 5–9 м, вторую 12–18 м, третью 15–25 м.

Третья терраса высотой 15–25 м локально распространена в Прибайкалье и Забайкалье. Она сложена аллювиальными осадками, перекрытыми отложениями покровного комплекса мощностью до 8 м. Третья терраса прислонена к более высокой четвертой. Для нее характерна высокая позиция галечника и маломощность песчаного аллювия, первой половины МИС 3. В подошве покровных отложений отмечаются палеопочвенные прослойки второй половины МИС 3, содержащие культурные горизонты на поселениях Усть-Мензa-13, Читкан, Мельничное, Фомичево.

Вторая надпойменная терраса высотой 12–18 м сложена аллювием МИС 3 и МИС 2, и более молодыми отложениями покровного генетического комплекса мощностью 2–3,5 м. Она прислонена к III террасе и характеризуется галечником второй половины МИС 3, приподнятом над меженными уровнями рек на 2–3 м. Непосредственно на галечниках II террасы р. Чикой (Студеное-2) расчищено 3 жилища с каменными обкладками возрастом 20 тыс. лет. На этом же памятнике, а также на Усть-Мензе-2, 3, 4, в сартанском аллювии выявлены многочисленные

Таблица

Терраса, местоположение	Высота, м	Мощность отложений покровного комплекса	Возраст отложений п.к., тыс. кал.л	Вскрытая мощность пойменного аллювия, м	Возраст отложений, тыс. кал.л	Вскрытая мощность руслового Аллювия, м	Возраст отложений, тыс. кал.л	Этапы врезания, тыс. кал.л.
1 терраса р. Иркут у с. Шулуты в Торской котловине (Путеводитель, 1981)	8,8	0,8	6-0	1,5 0,7	8,0-6,0 12,3-12,0	3,8 2	12,1-8,0 > 12,3	6, 8, 12,3
1 терраса р. Тарбагатайки (Рыжов, Голубцов, (2017)	4-6	1,9	3,4-0	3,1	6,8-3,4	0,15	> 6,8	6,8, 4,5, 3,4
1 терраса р. Селенга у с. Бурдуково (White et al., 2013; Andreeva et al., 2013)	6	2	8,5(8,0)-0	1,4	>8,5(8,0)	–	–	8,5-8,0
1 терраса р. Чикой (Студеное 1) (Константинов, 1994)		2	11,7(8,8)-0					11,7-8,8
1 терраса р. Селенги, с. Ошурково (Константинов, 1994)								
2 терраса р. Иркут у с. Гужиры (Макаров и др., 2016)	12-14	2,5	4,5-0 (11-0)	1,6 0,4	11-4,5 12-11	6-8	>12	4,5, 11, 12
2 терраса р. Тибельти (Путеводитель, 1981)	18	3,0	10,7-0	3 1,5	19,3-10,7 42,8-35,9	10 1,5	35,9-19,3 > 42,8	10,7, 42,8
2 терраса р. Тарбагатайки	7-9	3,3	8,0-0	3,1	> 8,0	–	–	8
3 терраса р. Иркут, Славин Яр		8,0	42	3	>42	18		42

культурные горизонты позднего палеолита. Кровлей аллювия является педокомплекс возрастом 12,8–10,8 тыс. лет.

Первая надпойменная терраса высотой 5–9 м широко представлена в регионе исследования. Аллювий террасы имеет сартанский и голоценовый возраст и перекрыт покровными отложениями мощностью до 2 м. Установлено, несколько этапов врезания и заполнения долин рек осадками. Последние затопления поверхностей I террас и катастрофические паводки происходило в суббореальный и субатлантический периоды голоцена. В бореальное и атлантическое время шло формирование высокой поймы. Оно фиксируется погребенными почвами на стоянках Усть-Буркал, Студеное-1, Усть-Менза-1 находки позднего мезолита и неолита.

В разрезах террас выделяются короткие фазы врезания и более продолжительные этапы накопления отложений. Осадки пойменной фации и покровные отложения чередуются с прослоями почв. Низкие (I–III) речные террасы формировались в течение позднего неоплейстоцена и голоцена. Выявлено, что оформление третьей террасы как геоморфологического элемента произошло во второй половине МИС 3 (30–35 тыс. л.н.), второй террасы на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена (14–10 тыс. л.н.), первой террасы – 8-3,4 тыс. л.н.

Список литературы

1. *Базаров Д.-Д.Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1968. 156 с.

2. *Базаров Д.-Д.Б., Константинов М.В., Иметхенов А.Б., Базарова Л.Д., Савинова В.В.* Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 161 с.

3. *Ендрихинский А.С.* Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6–35.

4. *Карасев В.В.* Кайнозой Забайкалья. Чита, 2002. 128 с.

5. *Константинов М.В.* Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ, Чита, 1994. 180 с.

6. *Константинов М.В., Екимова Л.В., Верещагин С.Б.* Таежный Чикой на рубеже камня и бронзы. Чита: ЗабГУ, 2016. 261 с.

7. *Лаухин С.А.* Верхний плейстоцен юго-запада Сибирской платформы // Верхний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 84–101.

8. *Макаров С.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Рященко Т.Г.* Формирование речных террас в условиях высокой сейсмичности // География и природные ресурсы. 2016. № 1. С. 103–110.

9. *Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.

МИКРОСТРУКТУРА, ХИМИЧЕСКИЙ И МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА В РАЙОНЕ САХАЛИНА (ЮЖНО-КИРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ)

MICROSTRUCTURE, CHEMICAL AND TRACE-ELEMENT COMPOSITION OF THE NORTH-EASTERN SHELF SEDIMENTS IN DISTRICT OF THE SAKHALIN (SOUTHERN KIRINSKIY HYDROCARBON DEPOSIT)

Т.Г. Рященко[1], Н.Н. Ухова[1], С.И. Штельмах[1], Г.С. Лоншаков[2]

[1] Институт земной коры СО РАН
ryashenk@crust.irk.ru
[2] Иркутский национальный исследовательский технический университет (ИРНИТУ), Иркутск, Россия

T.G. Ryashchenko[1], N.N. Ukhova[1], S.I. Shtel'makh[1], G.S. Lonshakov[2]

[1] Institute of the Earth's Crust SB RAS
[2] Irkutsk National Research Technical University (INRTU), Irkutsk, Russia

Изучение осадков северо-восточного шельфа Охотского моря в районе о. Сахалин на участке Южно-Киринского месторождения углеводородов впервые проведено на базе комплексных аналитических исследований, выполненных в Центре коллективного пользования «Геохронология и геодинамика» и грунтоведческой группе лаборатории инженерной геологии и геоэкологии Института земной коры СО РАН. Образцы были получены в процессе бурения, которое осуществлялось со специального судна до глубины 25–30 м от поверхности дна (при глубине моря 200–220 м) при непосредственном участии аспиранта ИРНИТУ Лоншакова Г.С., соавтора доклада. Эти образцы при подъеме на платформу представляли собой илы и глины с примесью органического вещества; выполнялись поинтервальный отбор керна (через один метр) и его документация. В лаборатории определялись содержание органики, природная плотность, влажность и пределы пластичности, рассчитывались плотность скелета, коэффициент пористости, степень водонасыщения, предел текучести и число пластичности. По этим показателям осадки являются водонасыщенными, недоуплотненными, текучепластичной консистенции, число пластичности соответствует глинам (17,9–23,9%); содержание органики составляет 4,5–6,2%.

Естественно, изучать их микроструктуру и состав в таком состоянии невозможно, поэтому комплексные лабораторные исследования выполнялись для воздушно-сухих образцов (скв. 49, глубина 30 м; n = 30), представляющих серые и светло-серые прочно сцементированные цилиндры диаметром 4 см, высотой 3 см, массой 50–70 г, разбить их можно было только молотком. После детального визуального описания (использовалась четырехкратная лупа). по установленным признакам в разрезе скв. 49 выделено три зоны: верхняя (0,0–4,0 м) –

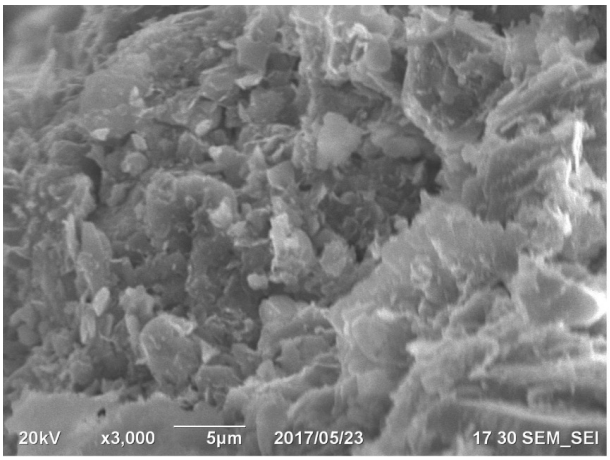
глинистые пески; средняя (4,0–21,0) – глины песчаные, пылеватые; нижняя (21,0–30,0) – глины. Для всех образцов проводился гранулометрический анализ пипеточным методом с тремя способами подготовки (агрегатный, полудисперсный-стандартный, дисперсный), в результате которого были получены три строки данных о содержании шести фракций (0,50–0,25; 0,25–0,05; 0,05–0,01; 0,01–0,002; 0,002–0,001; <0,001 мм) для расчета основных микроструктурных параметров по методу «Микроструктура» [Рященко, 2010]. Установлено, что по содержанию агрегатов (36%) осадки имеют скелетно-агрегированную микроструктуру, при этом среди агрегатов преобладают тонкомелкопесчаные (0,25–0,05 мм) и крупнопылеватые (0,05–0,01) разновидности. В составе первичных (свободных) частиц первое место занимают крупнопылеватые (в агрегатах их нет), второе – мелкопылеватые (0,01–0,002 мм), при этом в нижней части разреза их больше, чем крупной «пыли»; реальная глинистость осадков шельфа (общее содержание фракции <0,002 мм в виде первичных частиц и в составе агрегатов) соответствует глинам (38%). По коэффициентам свободы фракций установлено «коллективное» участие тонкоглинистых (<0,001 мм), грубоглинистых (0,002–0,001) и мелкопылеватых (0,01–0,002) частиц в образовании агрегатов, что является особым признаком озерных осадков по сравнению с эолово-делювиальными лессовидными отложениями. Общий вид микроструктуры воздушно-сухих образцов средней и нижней зон разреза представлен на фотографиях, полученных на растровом электронном микроскопе (*фото* а, б – видны агрегаты, частицы и остатки фауны).

Выборочно исследовался минеральный состав осадков методом порошковой дифракции с использованием дифрактометра ДРОН-3.0. Установлено, что с глубиной уменьшается содержание кварца за счет полевых шпатов и увеличивается глинистая фаза, в составе которой господствуют гидрослюда и хлорит. Структурно несовершенный смектит четко определяется только в нижней зоне, редко встречаются смешанослойные минералы; обнаружен галит – спутник нефти. По результатам химического анализа солянокислой вытяжки отложений выявлено повышенное содержание карбонатов (10,9–13,9%) с явным преобладанием $FeCO_3$ (7,7–9,6%); щелочная вытяжка показала почти полное отсутствие подвижных форм оксида алюминия (0,1–0,7%).

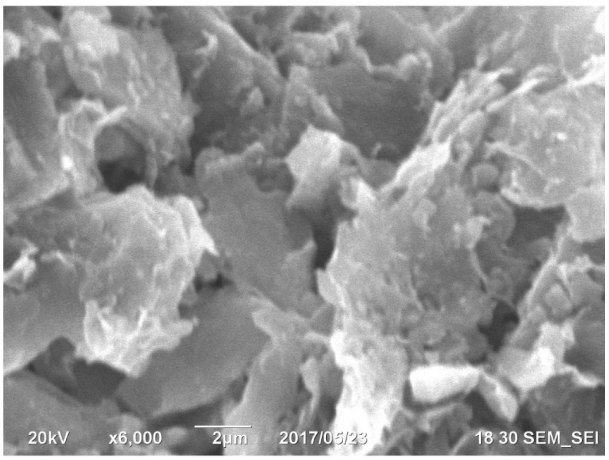
Концентрации микроэлементов определялись на спектрометре (S8 TIGER). Для группы токсичных компонентов (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As) рассчитан показатель загрязнения осадков (Zc), который составляет 13–21 (увеличение наблюдается в нижней зоне), что определяет удовлетворительную экологическую ситуацию [Критерии оценки…, 1992].

Наибольшие коэффициенты концентрации (отношение среднего значения содержания микроэлемента к величине его кларка по А.П. Виноградову) отмечены для V, Zn, Pb, Co (1,1–1,5) и As (4,1), для Ni, Cu, Cr они оказались пониженными (0,5–0,8). Группа преобладающих микроэлементов (концентрация >100 ppm) включает Ba, Sr, Zr, Rb (103–626 ppm), второстепенных (<50 ppm) – La, Ce, Nd, Nb, U, Y, Ga, Sn; осадки обогащены серой и хлором (2182–11791 ppm). Химическая зрелость отложений шельфа, которая оценивается по индикаторному отношению Ti/Zr (21–44), находится на среднем уровне (низкой зрелости соответствуют значения более 60, высокой – менее 16).

Содержание породообразующих оксидов определялось методом силикатного анализа с последующими расчетами различных геохимических коэффициентов (Ki, BA, Kz, CIA, ICV). В нижней



а) скв. 49–4 м (x3000)



б) скв. 49–26 м (x6000)

зоне (21–30 м) отмечено уменьшение SiO_2 и увеличение Fe_2O_3; к числу особенностей толщи осадков относятся повышенное содержание MgO (CaO/MgO = 0,55), однородное распределение по разрезу (коэффициент вариации 1–6%) K_2O, Na_2O при одинаковых средних содержаниях (3,11–3,44%). О степени среднего уровня химических преобразований осадков свидетельствуют значения основного коэффициента (BA = 0,44), зрелости (Kz = 4,4–5,5), а также CIA (69) и ICV (<1) [Интерпретация…, 2001].

Комплексная аналитика осадков северо-восточного шельфа в районе Сахалина – первый опыт подобных исследований; известны аналогичные материалы по глубоководным осадкам Баренцова моря [Мищенков, Иванов, 2017], поэтому представляется возможность сравнительного анализа результатов.

Список литературы

1. Интерпретация геохимических данных / Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская и др. – М.: Интермет Инженеринг, 2001. 288 с.

2. Критерии оценки экологической обстановки территории для выявления зон экологической ситуации и зон экологического бедствия. – М.: Министерство охраны окружающей среды и природных ресурсов Российской Федерации. 1992.

3. *Мищенков А.В., Иванов Г.И.* Оценка качества донных осадков центральной глубоководной части Баренцова моря (Штокмановское газоконденсатное месторождение) // Сергеевские чтения. Вып. 19. М.: РУД, 2017. С. 317–322.

4. *Рященко Т.Г.* Региональное грунтоведение (Восточная Сибирь). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. 287 с.

НОВЫЙ РАЗРЕЗ МИКУЛИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАОНЕЖЬЕ | NEW SECTION OF MICULINIAN SEDIMENTS IN ZAONEZHYE

Л.А. Савельева[1], А.В. Лудикова[2], А.С. Рудой[3]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петеребург, Россия
l.savelyeva@spbu.ru
[2] Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия
ellerbeckia@yandex.ru
[3] АО «Северо-Западное ПГО», Санкт-Петербург, Россия
roudoy@mail.ru

L.A. Savelieva[1], A.V. Ludikova[2], A.S. Rudoy[3]

[1] Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia
[2] Institute of Limnology, Saint-Petersburg, Russia
[3] JSC «Severo-Zapadnoe PGO», Saint-Petersburg, Russia

Отложения последней межледниковой эпохи (микулинская, эмская) на северо-западе России хорошо известны и вскрыты многочисленными скважинами. Наиболее полно они изучены и палинологически охарактеризованы в таких разрезах, как Петрозаводск, Верхняя Видлица, Васильевский Бор и др. [Экман и др., 1998]. При этом на территории Заонежья отложения микулинского возраста почти не известны. Это связано, в первую очередь, с высокой экзарационной деятельностью валдайского ледника.

В 2013 году в рамках работ по картированию четвертичных отложений листа P-36-XVIII на восточном побережье Заонежского залива, в районе нижнего течения р. Немина (дер. Немино-3) на абсолютной отметке 70 м н.у.м., была заложена и пробурена скважина № 2 (координаты: 62°36′30.5″ с.ш., 35°48′03.9″ в.д.), мощностью 50.0 м. Снизу вверх

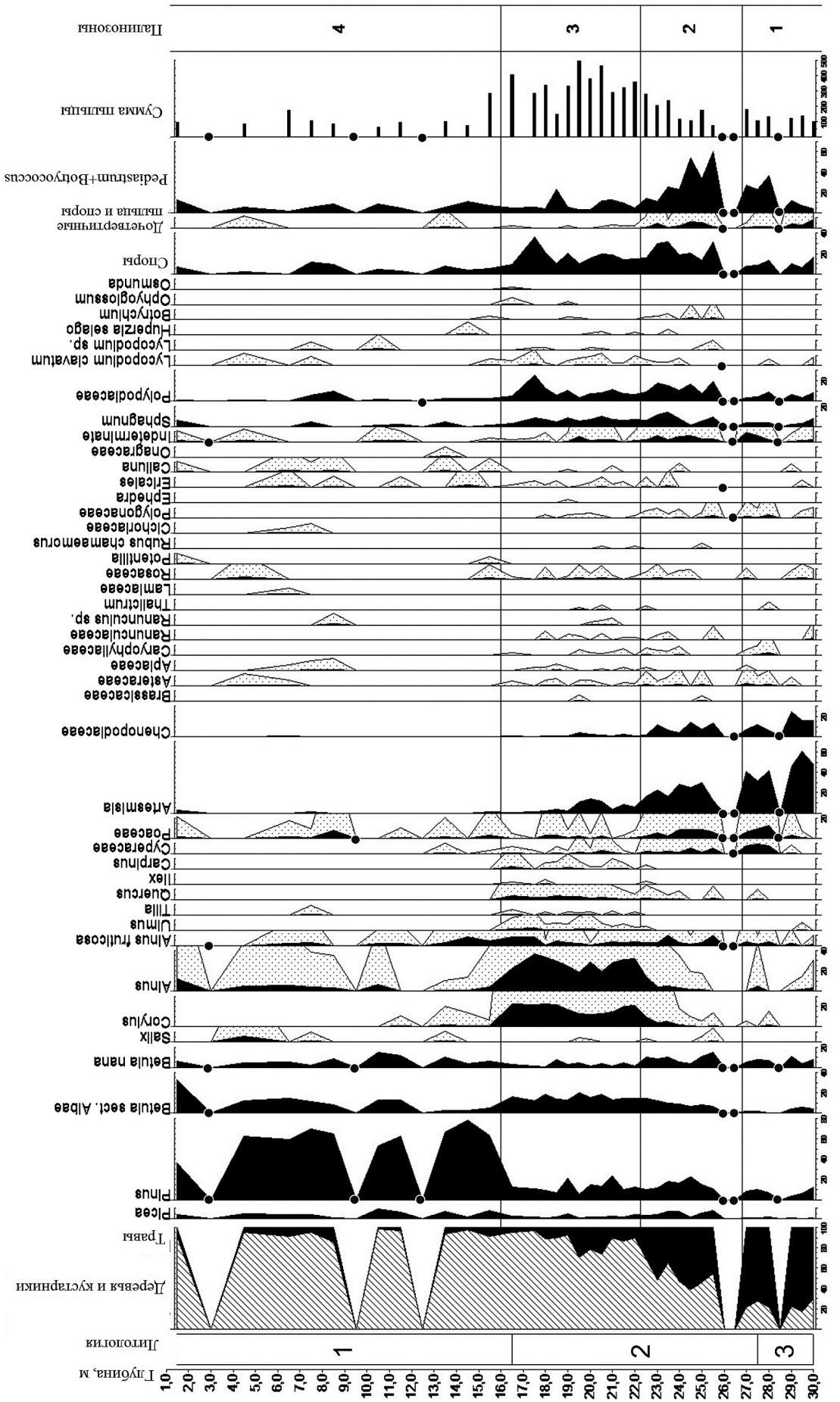


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скв. 2. Условные обозначения литологии: 1 – песок, 2 – суглинок, 3 – глина

были вскрыты отложения: 50.0–31.0 м – переслаивание аргелита, карбонатно-терригенной и кварц-карбонатной пород; 31.0–27.5 м – глина светло-коричневая, однородная, тугопластичная, массивная, в нижней части с единичной галькой кристаллических пород гранитоидного состава; 27.5–17.0 м суглинок коричневато-светло-серый, слабопластичный, однородный, с прослоями глины; 17.0–0.0 м – песок кварц-полевошпатовый, пестроцветный (от серовато-светло-коричневого до серого), однородный, с включениями гравия и гальки кристаллических пород (до 15%).

С целью выяснения условий их формирования и возраста, вскрытые отложения в интервале от 30.0 м до 1.5 м были изучены методами спорово-пыльцевого и диатомового анализа.

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 1) выделено 4 пыльцевые зоны. Процентное содержание каждого таксона рассчитано от общей суммы пыльцы наземных растений за исключением водных.

Состав спорово-пыльцевых спектров палинозоны 1 (гл. 30.0–26.5 м) указывает на широкое развитие тундрового типа растительности с преобладанием кустарниковых и травянистых ассоциаций, представленных карликовой березкой, ольховником, полынями, маревыми, осоковыми и злаковыми. По данным диатомового анализа этот этап характеризовался условиями, неблагоприятными для развития диатомовых водорослей, обусловленными суровыми природно-климатическими обстановками. Присутствие в отложениях неопределимых фрагментов створок диатомей, наряду с дочетвертичной пыльцой и спорами, указывает на процессы эрозии и переотложения. Этот этап может быть сопоставлен с суровым климатом времени конца московского оледенения

В спорово-пыльцевых спектрах палинозоны 2 (гл. 26.5–22.0 м) зафиксировано некоторое улучшение климатических условий для развития древесной растительности. По-видимому, ограниченное распространение получили березовые и сосновые редколесья. Открытые пространства по-прежнему были заняты карликовыми формами берез, ольховником, полынями и злаками. Появление морских и солоноватоводно-морских диатомей в интервале, приблизительно соответствующем палинозоне 2, может указывать на начало осолонения бассейна. Рассматриваемые отложения можно отнести к мариногляциальной фации, формирование которой началось в позднеледниковое время московского оледенения в результате поступления морских вод в озерно-ледниковый бассейн [Знаменская, Черемисинова 1962]. Однако наряду с морскими диатомовыми зафиксированы колонии пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum* и *Botryococcus*, обилие которых в интервале от 26.0 м до 24.0 м может свидетельствовать о существовании относительно мелководного сильно распресненного бассейна.

Наиболее оптимальные климатические условия охарактеризованы спорово-пыльцевыми спектрами палинозоны 3 (гл. 22.0–16.5 м). Широкое распространение получила лесная растительность, представленная сосной, березой, лещиной, ольхой. В качестве примеси произрастали дуб, вяз, граб, липа. При этом наличие граба свидетельствует о влажности климата. Наряду с термофильной флорой в состав растительного покрова входили и перигляциальные элементы флоры, такие как, карликовая березка, ольховник, полынь. Подобная особенность флоры отмечена на северо-востоке Ленинградской области даже для времени климатического оптимума микулинского межледниковья [Плешивцева и др., 1998]. Спорово-пыльцевые спектры палинозоны 3 сопоставляются с зоной М 4 [Гричук, 1989] и формировались в первой половине микулинского межледниковья. Присутствие в составе диатомовых комплексов, соответствующих первой половине палинозоны 3, экологически несовместимых морских и пресноводных диатомей, указывает, вероятно, на установление условий морского залива, периодически подверженного распреснению. Преобладание планктонных неритических видов показывает, что осадконакопление происходило в достаточно глубоководных условиях. Некоторое повышение концентрации диатомей указывает на незначительное улучшение условий для их развития и захоронения в первой половине палинозоны 3, что подтверждается ростом содержания и других кремнистых микрофоссилий, например, цист хризофитов. Во второй части палинозоны 3 зафиксировано преобладание морских и солоноватоводно-морских диатомей (99%), что связано с осадконакоплением, характерным для морского бассейна с минимальным опреснением, и может соответствовать максимуму морской трансгрессии. Установление морских условий подтверждается также находками силикофлагеллят. Диатомовые водоросли рассматриваемого интервала в подавляющем большинстве являются представителями неритического планктона, что указывает на значительную глубину данного участка морского бассейна. Отмеченные в этот период виды диатомей характерны для морских межледниковых (микулинских) отложений Северо-Запада России [Диатомовый анализ, 1949]. Таким образом, результаты диатомового анализа подтверждают выводы, сделанные на основе палинологических исследований, о микулинском возрасте отложений, вскрытых в интервале от 22.0 до 16.5 м.

Выше по разрезу на глубине 16,5 м зафиксированы резкие изменения в составе спорово-пыльцевых спектров, совпадающие со сменой литологического состава (переход от суглинков к мелко- и среднезер-

нистым пескам), которые могут свидетельствовать о перерыве в осадконакоплении. При этом, резко сокращается концентрация микрофоссилий в осадках.

Спорово-пыльцевые спектры палинозоны 4 (гл. 16.5 – 1.5 м) свидетельствуют о распространении сосновых лесов с участием березы и ели; открытые пространства были заняты карликовой березкой, ивой, злаковыми и разнотравьем. Скорее всего, вся растительность находилась в угнетенном состоянии, вызванном суровыми климатическими условиями валдайского оледенения. Кроме пыльцы и спор в интервале глубин от 15,5 м до 4,0 м обнаружены единичные клетки устьиц сосны, которые на большие расстояния не переносятся и свидетельствуют о том, что растение произрастало в непосредственной близости от места отбора проб, а, следовательно, пыльца сосны в данном интервале не является дальнеза-носной. Отсутствие кремнистых микрофоссилий, за исключением редких фрагментов створок диатомей и единичных обломков спикул губок, связано с резкой сменой условий осадконакопления, обусловленного регрессией морского бассейна. Указанное выше изменение литологического состава осадка на глубине 16,5 м свидетельствует об установлении обстановок, неблагоприятных для развития и захоронения створок. Заключительный этап может быть сопоставлен с условиями валдайского оледенения.

Таким образом, результаты микропалеонтологических исследований отложений в интервале от 22.0 м до 16.5 м, вскрытые скважиной № 2 в районе нижнего течения р. Немина в Заонежье, позволили отнести их к микулинскому возрасту и подтвердить возможность существования морского бассейна в этот период.

Список литературы

1. *Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 182 с.

2. Диатомовый анализ. Т. 2. М.-Л., 1949. 239 с.

3. *Знаменская О.М., Черемисинова Е.А.* Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада европейской части СССР. Гостопотехиздат, Л., 1962.

4. *Плешивцева Э.С., Гаркуша В.И., Горшкова С.С.* Микулинские озера в междуречье Паши и Ояти (Ленинградская область) // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 114.

5. *Экман И.М., Демидов И.Н., Лаврова Н.Б.* Плейстоценовые озера Карелии // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб: Наука, 1998. С. 65–66.

ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА РАЗРЕЗА ЭЧКИ-ДАГ (ЭОПЛЕЙСТОЦЕН КРЫМА) В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ УРОВНЯ ГУРИЙСКОГО БАССЕЙНА

SOURCES OF TERRIGENEUS MINERALS OF EOPLEISTOCENE SEDIMENTS (ECHKI-DAG SECTION) WITH CONNECTION OF GOURIAN BASIN LEVEL CHANGES

Т.А. Садчикова[1], А.Л. Чепалыга[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
tamara-sadchikova@yandex.ru
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия
tchepalyga@mail.ru

T.A. Sadchikova[1], A.L. Chepalyga[2]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Террасы Южного Берега Крыма впервые были изучены Н.И. Андрусовым [Андрусов, 1912], он выделил Манджильскую террасу. Новая концепция Черноморских террас была разработана на основе изучения разрезов района Судак – Эчкидаг [Чепалыга, 2015], где уровень VIII Манджильской терра-

сы относится к 100-м уровню. Эта самая известная, самая распространенная и самая широкая терраса сложена морскими отложениями эоплейстоцена, что подтверждается ее высотой (выше Чаудинской террасы раннего неоплейстоцена) и предварительными результатами палеомагнитного анализа (обратная намагниченность верхов эпохи Матуяма).

Отложения VIII Манджильской террасы (цоколь на отметке 83–85 м абс, на дислоцированных отложениях юрского флиша – аргиллиты, алевролиты, песчаники, в том числе ожелезненные) общей мощностью 17 м изучены у подножия горы Эчки-Даг, на южном склоне террасового кластера «Черепаха» вдоль туристической тропы в разрезе Эчки-1 (GPS N44°53′39.03″C / E35°9′17.33″B) [Чепалыга и др., 2015].

Отложения разреза Эчки-1 представляют сбой сложно построенную толщу, подразделяющуюся на три пачки: нижнюю грубообломочную (базальные галечники), мощностью около 1,0 м; среднюю алевритовую – 7,5 м; и верхнюю ритмично слоистую (чередование галечников и алевритов) – 8 м. Галечники базального горизонта и грубообломочные прослои вверх по разрезу имеют сходный петрографический состав: известняки и осадочные породы юрского флиша (алевролиты, аргиллиты, песчаники) с примесью магматических и метаморфических пород вулканического массива Карадаг (андезиты, базальты, кератофиры, туфы, трассы), Глинистые алевриты средней пачки слабо песчанистые, ближе к цоколю количество грубого песчаного материала чуть завышено, в средней части содержат маломощную линзу гравелита. На глубине около 8,5 м – горизонт грубого гравийно-галечного материала (до 20–30 см мощности), выше которого облик толщи существенно меняется, обнаруживая отчетливую ритмичность строения (рис. 1), обусловленную чередованием песчано-глинистых алевритов и гравийно-галечников (последних насчитывается до 10 горизонтов). Завершается разрез горизонтом современной бурой почвы (до 0,1 м). Отмечено присутствие в породах, главным образом в верхней части разреза, карбонатных футляров корневых нитей. Сложное строение толщи свидетельствует, вероятно, об изменении условий осадконакопления с течением времени. Проведенные детальные исследования структурно-текстурных особенностей пород разреза, гранулометрический и минералогический анализы, в том числе рентгеновские исследования глинистых минералов, химический анализ пород на содержание поглощенного иона хлора позволяют в некоторой степени охарактеризовать условия палеобассейна. В составе глин диагностированы следующие минералы: слюда, тонкодисперсный смешанослойный минерал слюда-смектит (или смектит-слюда), хлорит, незначительное количество каолинита, примесь кварца и полевых шпатов. Снизу вверх по разрезу наблюдается изменение состава глинистой смеси. В алевритах средней пачки, до глубины примерно 7,2–7,5 м, включающей исследованные образцы 14–27, преобладающим минералом глин является слюда, в меньшем количестве присутствуют смешанослойный тонкодисперсный слюда-смектит, хлорит, очень незначительно содержание каолинита. А в верхней пачке алевритов (это образцы с 1 до 13) в качестве основного компонента глин выступает хлорит, с примесью слюды, смешанослойного тонкодисперсного смектита и каолинита. Изменение минерального состава глин может свидетельствовать об изменении источников сноса, связанных с изменением условий осадконакопления.

Современные терригенные осадки поступают в северную и северо-западную часть акватории Черного моря, главным образом, с аллювием рек гумидной зоны Европейской равнины (Дунай, Днепр, Днестр, Кубань), а в северо-восточную часть бассейна – с горными реками Кавказа [Ратеев и др., 2001]. В первом случае – это минералы слюд, смектита, в меньшей степени – хлорита и каолинита, выносимые в большом количестве из почвенных отложений равнинной территории. С кавказскими реками поступают продукты разрушения сложного комплекса магматических и метаморфических пород Большого и Малого Кавказа, среди которых преобладающим является хлорит. В соответствии с этим, можно предположить, что нижняя часть разреза формировалась в большей степени под влиянием рек европейской равнины, а верхняя – под влиянием горных рек Кавказа. Не исключается возможность формирования смешанослойных минералов типа слюда-смектит, но при существенном повышении сноса терригенного материала с кавказского побережья, этот фактор практически не имеет значения.

Возникает закономерный вопрос: а что представлял собой бассейн на протяжении всего времени формирования этой толщи осадков? В условиях отсутствия фауны, как индикаторов условий среды, были использованы иные методы для характеристики экологических условий морского бассейна. Изменение солености воды в бассейне седиментации было оценено по содержанию остаточного иона Cl^- в породах.

Приведенные в табл. 1 результаты химического анализа позволяют обозначить вероятный ход эволюции бассейна: в алевритовой фракции базальных конгломератов, отражающих начальную фазу трансгрессии, содержание Cl^- составляет 0,30–0,50%, что может характеризовать максимальную для этого во-

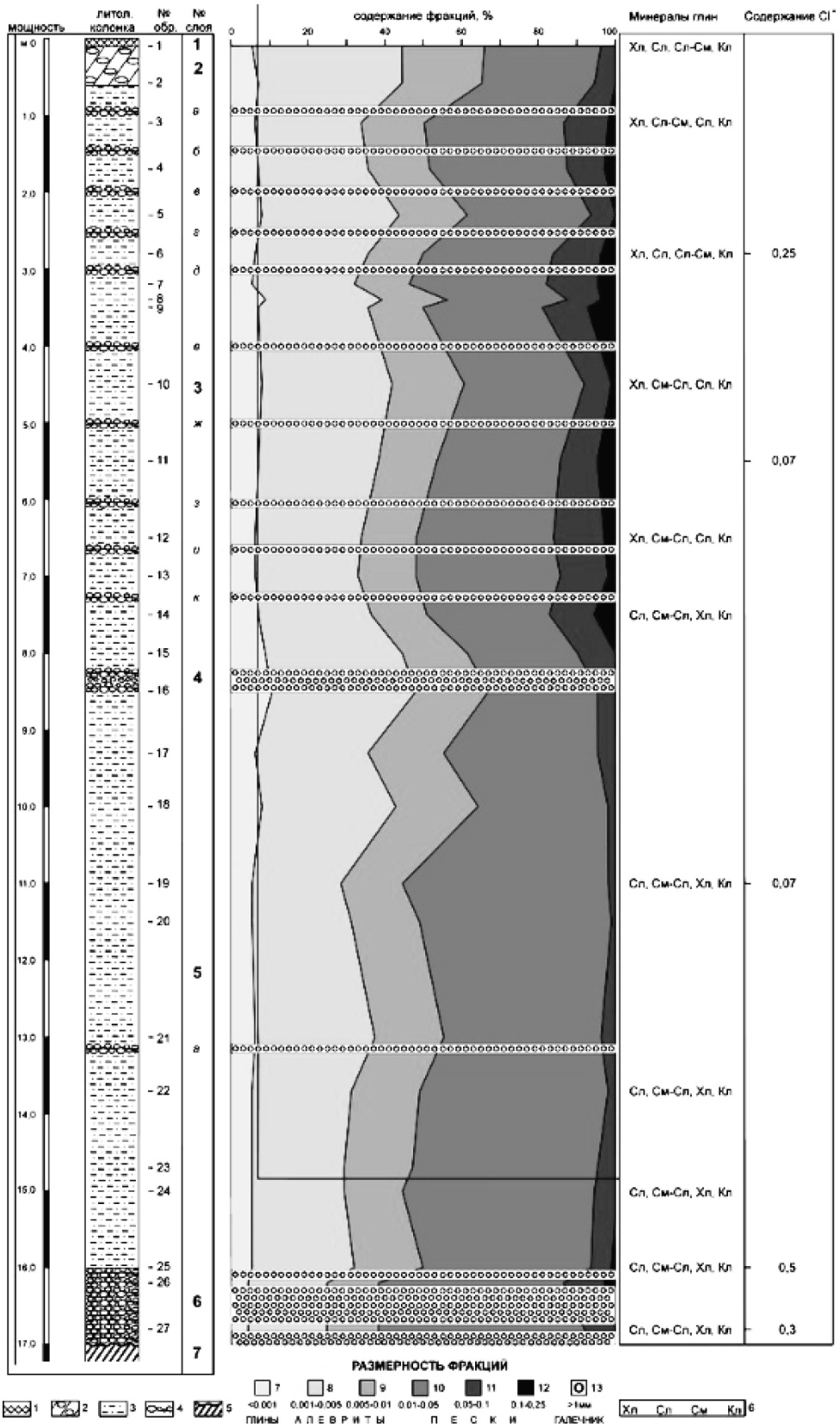


Рис. 1. Разрез Эчки-1. Отложения VIII Манджильской 100 м террасы Черного моря. Литология, минералогия, гранулометрия.

Условные обозначения: Литологический состав пород: 1 – современная почва; 2 – древняя почва; 3 – алевриты; 4 – гравий и гальки; 5 – породы цоколя; 6 – минералы глин (Хл – хлорит, Сл – слюда, См – смектит, Кл – каолинит); размерность фракций, мм: 7 – <0,001; 8 – 0,001–0,005; 9 – 0,005–0,01; 10 – 0,01–0,05; 11 – 0,05–0,01; 12 – 0,1–0,25; 13 – >1,0

доема соленость. Выше по разрезу отмечены низкие содержания Cl^{--} до 0,07%, что свидетельствует о значительном опреснении [Ренгартен, 1974; Садчикова, 1981; Чепалыга и др., 2015], связанном с образованием лагуны и разбавлением за счет поступавших пресных речных вод в условиях изолированной или полуизолированной лагуны. Некоторое повышение Cl^{-} (до 0,25%) в верхней части разреза Эчки-1 может отражать возрастание солености в условиях вероятного возобновления связи лагуны с открытым морем. Вероятно, первоначально уровень бассейн имел связь с открытым морем, затем произошла его частичная изоляция, связанная с понижением уровня, либо образованием разделяющего вала и, как результат, некоторое опреснение. Ритмичное осадконакопление в верхней пачке происходило в результате мелких осцилляций уровня, или миграции берегового вала. Наконец, в последней фазе осадконакопления, вероятно, расширяется связь с морем в результате дальнейшего подъема уровня, прорыва вала и происходит повышение солености. Возможно, наибольшее количество терригенного материала поступало в водоем во взвеси крупных рек Европейской равнины, отсюда и преобладание слюды и слюды-смектита в глинистой фракции. Затем, с понижением уровня и изоляцией от моря, исходный бассейн преобразовался в систему относительно мелководных лагун, речные русла отступили значительно от береговой линии, и разгрузка их аллювия происходила в удалении от изучаемого объекта. В то же время, снос горных рек Кавказского хребта, вероятно, не уменьшался, и стал превалировать в составе осадочного материала, в результате чего преобладающе слюдистый состав комплекса глинистых минералов сменился хлоритовым.

Таблица 1

Содержание остаточного хлора (Cl^{-}), вес.%

№ п/п	Место взятия образца	Номер образца	Содержание Cl^{-}	Тип пород
1	Разрез Эчки–1	Э–6	0,25	Алеврит
2	– «« –	Э–11	0,07	– «« –
3	– «« –	Э–19	0,07	– «« –
4	– «« –	Э–25	0,50	– «« –
5	– «« –	Э–27	0,30	– «« –

О значительном обмелении морского бассейна и превращении его в мелководный водоем лагунного типа с зарастающими берегами, с развитием почвенных процессов, свидетельствует также обнаружение в верхней части разреза (с глубины приблизительно 7,5 м) обилия известковых футляров корневых нитей. Ранее изученные разрезы позднего плейстоцена на Ю-В берегу Крыма в районе Судака – Карадага [Чепалыга и др., 2015], характеризуют морской гурийский солоновато-водный бассейн, близкий к изолированным бассейнам Каспийского типа.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-06-00514 А.

Список литературы

1. *Андрусов Н.И.* Террасы окрестностей Судака // Записки Киевского об-ва естествоиспытателей. Т. 22. Вып. 2. 1912.

2. *Ратеев М.А., Расказов А.А., Шаброва В.П.* Глобальные закономерности распределения и формирования глинистых минералов в современных и древних морях, Мировом океане и геологические факторы. М.: Изд-во РАН, 2001. 199 с.

3. *Ренгартен Н.В.* Некоторые особенности лиманно-морских отложений антропогенного возраста // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1974. № 41. С. 176.

4. *Садчикова Т.А*. Фациально-минералогический анализ понтических отложений среднего течения р. Когильник Черноморского бассейна // Литол. и полезн. ископаемые. 1981. № 1. С. 135–143.

5. *Чепалыга А.Л.* Новая концепция Черноморских террас Юго-Восточного Крыма // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 2015. № 74. С. 90–104.

6. *Чепалыга А.Л., Анисюткин Н.К.. Садчикова Т.А*. Первые многослойные стоянки олдованской культуры в Крыму: геология, археология, палеоэкология // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. № 74. С. 5–22.

ДИНАМИКА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПЕРЕХОДНЫХ ЭТАПОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

DYNAMICS OF TRANSFORMATION OF LAKE ECOSYSTEMS OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA AS INDICATOR OF TRANSITION STAGES DURING THE LATE PLEISTOCENE AND THE HOLOCEN

Т.В. Сапелко

Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия
tsapelko@mail.ru

T.V. Sapelko

Institute of Limnology RAS, St.Petersburg, Russia

Обычный жизненный цикл озер хорошо известен. Однако иногда озера появляются или исчезают в результате резких изменений природных условий. Массовый характер образование подобных озер на территории европейской части России принимал нечасто. За период голоцена было установлено два таких периода, когда количество озер увеличивалось по всей территории европейской части России.

Ранее считалось, что количество озер на протяжении голоцена постоянно снижалось. Однако в результате исследований последних лет с помощью комплексного изучения озерных отложений, включая обязательное абсолютное датирование основных этапов развития озер, установлено два периода наиболее кардинальных изменений в эволюции озер.

Первый период связан с переходом от плейстоцена к голоцену около 12 000–11 700 кал. лет назад. Возраст начала голоцена уточняется до сих пор, ранее его определяли около 11 500 кал. лет назад [Björck et al., 1996]. По изотопно-кислородному составу ледового керна скважины GRIP установленный возраст соответствует 11 700 кал. лет назад [Walker et al., 2009], а по пику вулканической активности – около 12 000 кал. лет назад [Subetto et al., 2002]. Однако то, что переходный период длился всего около 200–300 лет, уже никто не отрицает. Стрессовая ситуация для природной среды на границе позднего плейстоцена и голоцена была обусловлена резким потепления климата, гляциоизостатическим поднятием и изменением уровня океана [Smithetal., 2011]. Все это с началом голоцена также привело к спуску крупных озер. 11 700 лет назад прорыв вод Балтийского Ледникового озера в Центральной Швеции привел к его катастрофическому спуску на 25 м до уровня мирового океана, уровень которого в то время был ниже современного уровня моря [Björck, 2008]. В результате этого события на границе плейстоцена и голоцена появилось значительное количество малых и больших озер. В центральной части России, куда не доходил ледник в последнюю валдайскую стадию, в позднеледниковье также существовали крупные холодноводные водоемы, снижения уровня которых привел к образованию малых озер [Квасов, 1975]. Образование малых озер сопровождалось интенсивными процессами денудации, размыва на их водосборных бассейнах, а также на дне отделившихся озер. Во вновь образовавшихся малых озерах, отделившихся от крупных водоемов, формировалась своеобразная холодоустойчивая фауна. На следующем этапе при формировании экосистем самостоятельных малых озер фауны становилось больше, и появлялась флора, характерная для малых озер: водная и прибрежно-водная растительность, диатомовые и хлорококковые водоросли и т.д. Практически во всех изученных нами озерах на европейской части России формирование новых озерных экосистем фиксирует появление пыльцы водных, прибрежно-водных растений, спор *Isoetes*, а также водорослей *Pediastrum, Botryococcus* или *Coelastrum*. В случае если перечисленные растения появляются раньше, чем малое озеро окончательно отделилось от крупного водоема, это может свидетельствовать о том, что в этот период данная территория была мелководной литоральной зоной крупного водоема. Возраст озер, которые образовались раньше спуска крупных приледниковых озер, в основном относится к периоду беллинг-аллеред. Реконструкции по изучению донных отложений этих озер показывают довольно холодные условия

для развития флоры и фауны на протяжении пребореала. Так, массовое развитие растительности, диатомовых водорослей, кладоцер и т.д. в озерах Медведевское и Пасторское на Карельском перешейке [Сапелко, 2003] или в оз. Глубокое в Центральной части России [Sapelko et al., 2013] началось не ранее 10 800 кал. лет назад. К началу голоцена относится и начало активного торфонакопления на европейской части России [Динамика лесных экосистем…, 2011]. Первые мощные торфяники появляются в основном на месте прибрежных зон больших озер после их спуска. Далее при отсутствии глобальных резких изменений природной среды, происходит увеличение торфонакопления за счет заполнения осадками неглубоких озерных котловин малых озер, активизации процессов заболачивания и эрозионных процессов, связанных с формированием речной сети и снижением базисов эрозии. Общее количество озер сокращается.

Еще одним переломным моментом, когда глобальные резкие изменения природной среды способствовали образованию новых озер, стал атлантический период. В это время повторяются события, знаменующие начало голоцена: значительное потепление, изостатическое поднятие и изменение уровня океана. В результате вновь происходит глобальная перестройка гидросети и образование новых озер. Так, изменение направления стока из озерной Сайменской системы привело к образованию реки Вуоксы, в настоящее время одного из трех основных притоков Ладоги [Saarnisto, 1970]. Это событие в свою очередь способствовало очередной серьезной перестройке всей гидросети на Карельском перешейке и образованию новой озерной системы [Субетто, 2009]. Наблюдается образование новых озер и болотных систем практически по всей территории европейской части России. Кроме того, в результате активной динамики уровня океана и потепления климата отделились от моря и появились новые озера и на юге рассматриваемой территории.

В результате можно сделать вывод о глобальности процессов, повлиявших на образование озер в голоцене в результате резких изменений природной среды на границе плейстоцена и голоцена и в атлантический период.

Список литературы

1. Динамика лесных экосистем юга Валдайской возвышенности в позднем плейстоцене и голоцене / Под ред. Е.Ю. Новенко. М.: ГЕОС, 2011, 112 с.

2. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 278 с.

3. *Кудерский Л.А.* Лимногенез в эпохи глобальных покровных оледенений // Общество. Среда. Развитие, № 3, 2008, с. 155–166.

4. *Сапелко Т.В.* Динамика растительности в озерных ландшафтах ладожского бассейна в позднем плейстоцене и голоцене (по результатам палинологического анализа донных отложений озер) // Дис. … канд. географ. наук. Санкт-Петербург, 2003.

5. *Субетто Д.А.* Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб, 2009, 339 с.

6. *Bjorck S., Kromer B., Johnsen S.* et al. Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic // Science. 1996. V. 274. P. 1155–1160.

7. *Björck S.* The late Quaternary development of the Baltic Sea basin // The BACC Author Team(Eds.): Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2008, 398–407.

8. *Saarnisto M.* The Late Weichselian and Flandrian history of the Saimaa Lake complex. Societas Scientiarium // Fennicae, Commentationes Physico-Mathermaticae: 1970, 37.

9. *Sapelko T., Antipushina Z., Ludikova A.* The formation of a Lake microbiota in the Late- and Postglacial times inferred from LAKE sediments: preliminary results of the study of Lake Glubokoye (Moscow region, Russia) // Paleoecological reconstructions – Lacustrine, Peat and Cave sediments. Abstract of conference 2013, BiałkaTatrzańska, Poland, c. 36–37.

10. *Smith D.E., Harrison S., Firth C.R., Jordan J.T.* The early Holocene sea level rise // Quaternary Science Reviews, Volume 30, Issues 15–16, July 2011, Pages 1846–1860.

11. *Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O.,* et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science, 2009, 24 P. 3–17.

РОЛЬ АЭРОЗОЛЬНОЙ ВЗВЕСИ В ЗАГРЯЗНЕНИИ АТМОСФЕРЫ И ОБРАЗОВАНИИ МОРСКИХ ОСАДКОВ

THE ROLE OF AEROSOL SUSPENSION IN POLLUTION OF ATMOSHERI AND CREATION OF SEA SEDIMENTS

С.А Сафарова

Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Россия
s.safarova@mail.ru

S.A.Safarova

P.P. Shirshov Institute of Oceanolody of RAS Russia

Аэропалинология, как часть аэрозольной проблемы в настоящее время успешно развивается, об этом говорят многочисленные доклады на проводимых конференциях, как Российских, так и международных (Москва, Санкт-Петербург, Новосибирск, Англия, США, Испания. Венгрия, издание специальных выпусков журналов, таких как «Аэрозоль», «Аэрозоль Сибири» и другие. Главными аспектами аэропалинологии является биология, экология, климатология, морская геология. Одной из причин этого является уникальная способность спор и пыльцы распространяться в окружающей среде, проникая в воздух, воду, почву, морские отложения. Оболочка ее состоит из удивительно стойкого вещества – спорополленина и целлюлозы, способного сохраняться в континентальных и морских осадках миллионы лет. Способность растений производить споры и пыльцу поистине изумительна. Одно соцветие дуба дает за лето около 500 тыс. пылинок, соцветие щавеля – до 4 млн, соцветие сосны – около 6 млн. Огромные пыльцевые облака иногда могут накрывать целые города (как это случилось в 1954 году в г. Давенпорте, США, и в 2009 году – в Чите, Россия). При изучении загрязнения атмосферы было обращено внимание на химический анализ пыльцевого материала. Результаты показали, что как в чистом виде, так и в эоловой взвеси в составе пыльцевого материала были обнаружены значительные концентрации редких и рассеянных элементов, включая группу тяжелых металлов, таких как Ag, Bl, Tl, In, Co, Mn. В работе использовались высокочувствительные методы атомно-абсорбционного и атомно-флуоресцентного анализа с электротермическими специализированными атомизаторами порошков (прибор В.И. Орешкина, 1990). Установлено, что концентрация элементов в целом сильно варьирует. Содержание металлов загрязнителей, таких как Pb, Hg, Tl в биогенной части аэрозолей, заметно выше в индустриальном развитом регионе, чем в пробах из регионов с меньшей техногенной нагрузкой. Загрязнение атмосферы изучалось и над океанами – Атлантическим, Индийским, Тихим. Сборы проб аэрозолей проводились сетевым и фильтрационным методом. В атмосфере над океанами в собранных пробах отмечалась пыльца вдали от континентов на сотни и тысячи километров. Наибольшая концентрация наблюдалась вблизи континентов. Анализы количественного и качественного состава аэрозолей, учет направления скорости ветров, характер растительности побережий, расчеты концентраций спор и пыльцы в общем составе эоловой взвеси, выявление путей миграции антропогенных материалов-индикаторов эолового переноса и путей транспортировки взвеси – все это позволило установить, что в распространении эоловой взвеси над океанами существует климатическая и циркумконтинентальная зональность. Атмосферные аэрозоли являются также загрязнителями и источниками осадочного вещества и в морской среде. Совместное изучение этих сред имеет большое значение для познания закономерностей образования современных морских осадков, поскольку взвесь является исходным материалом образования донных отложений. Так, например, только за летний сезон, как отмечает В.А. Вронский [10], на акватории Южных морей приносится около 12 000 т пыльевых зерен наземных растений. В Северном Каспии – около 3600 зерен на 1 г навески. В наших работах по Беринговому морю отмечено примерно около 1200 зерен на 1 г навески. Максимальные концентрации пыльцы и спор в современных осадках различенных районов Мирового океана различно. Причем надо заметить. что максимальные концентрации пыльцы наблюдаются в тонкозернистых глинистых илах, а минимальные – в грубых песчанистых отложениях. Отмеченные закономерности представлены в указанной таблице, изученных различными авторами.

Таблица

Максимальные концентрации пыльцы и спор
в современных осадках Мирового океана

Бассейн	Максимальная концентрация пыльцы на 1[я] г.	Источники литературы
Тихий океан (восточная часть, шельф)	10 000	1
Тихий океан (западная часть)	150	2
Калифорнийский залив	65 000	3
Охотское море	400	4
Атлантический океан (шельф Африки)	300	5
Атлантический океан (экватор, зона)	40	6
Балтийское море	20 000	7
Залив Делавэр (побережье США)	20 000	8
Средиземное море	100	9
Черное море (юго-восточная часть)	14 000	10
Черное море (центральная котловина)	100 000	11
Черное море(центр. часть восточной глубоководной зоны)	160 000	12
Северный Ледовитый океан (Белое море)	21 000	13
Берингово море	1 200	14

Список литературы

1. *Heusser L., Balsam W.* Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean. Quaternari research. 1977, v. 7.

2. *Коренева Е.В.* Споры и пыльца из донных отложений западной части Тихого океана Тр. ГИН АН СССР. Вып. 109. М.: Наука, 1964.

3. *Gross A.T.* Source and distribution of palunomorphes in bottom sediments soutgern part of Gulf of Californis-Marine Geology, 1966.

4. *Коренева Е.В.* Маринопалинологические исследования в СССР // В сб. Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966.

5. *Коренева Е.В.* Распределение пыльцы и спрор в осадках шельфа Западной Африки. В сб. Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975.

6. *Groot J.J.* Marine palynology: possibilities, limitations, problems-Marine Geology. 1966, v. 4.

7. *Кондратене О., Блажчишин А.И.* и др. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной части Балтийского моря // В сб. Балтика, 4. Вильнюс, 1970.

8. *Вронский В.А.* Маринопалинология южных морей. Ростов на Дону, 1976.

9. *Коренева Е.В., Удинцева О.Г.* Палинологические исследования двух колонок донных отложений Черного моря // В сб. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977.

10. *Traverse A.* Palynology investigation of two Black Sea cores. Black Sea Geol., Che. and Biol., Tulsa, Okla, 1974.

11. *Малясова Е.С.* Палинология донных осадков Белого моря. Л. 1976.

12. *Сафарова С.А.* Состав и качество воздушной среды над океанами (аэропалинологические исследования. Vienna. Austria. Международный Конгресс. МММ 2002.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЕРЕВАНСКОЙ ВПАДИНЫ (АРМЕНИЯ)

GEOLOGICAI STRUCTURE OF THE YEREVAN DEPRESSION (ARMENIA)

Ю.В. Саядян[1], В.А. Хачатрян[2]

[1] Институт геологических наук Национальной Академии наук Республики Армения, г. Ереван, Армения
sayad-yuri@rambler.ru
[2] Университет им. Герцина, г. Санкт-Петербург, Россия
vikstra@mail.ru

Yu.V. Sayadyan[1], V.A. Khasaturjan[2]

[1] Institut of Geological Seiences National Academy of Seiences of the Republic of Armenia
[2] University na.Gerzina, sit.Sankt-Peterburg, Russia

Ереванская впадина является частью Араратской депрессии, а в целом Среднеараксинского межгорного прогиба. В ее центральной части расположен г. Ереван. Впадина отделена от Араратской депрессии Айнтап-Норабатским погребенным горстовым поднятием, где на небольших глубинах вскрыт фундамент региона. Происхождение этого поднятия связано с длительно развивающимся Ереванским глубинным разломом. В тектоническом отношении впадина представляет собой грабен-синклинорий, выполненный отложениями верхнего мела, даний-палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена, суммарной мощностью свыше 5000 м [Габриелян, Симонян, 1981]. На территории г. Еревана и его окрестностей сочетаются очень сложные геоструктурные элементы, отражающие разнообразные эндогенные и экзогенные формы рельефа, созданные тектоническими движениями, вулканизмом, эрозионными и аккумулятивными процессами. Большая часть г. Еревана расположена в пределах Араратской аккумулятивной равнины, представляющей собой дно одноименной типичной межгорной впадины. В геологическом строении Ереванской впадины принимают участие породы различного возраста – от метаморфическиех сланцев среднего-верхнего протерозоя до голоцена. В тектоническом отношении впадина, представляет собой грабен-синклинорий, характерной особенностью которой является широкое развитие соляных структур, выраженных куполами и брахиантиклиналями. Складчатость впадины в середине и в конце миоцена привела к образованию ряда антиклинальных и синклинальных структур. В пределах впадины выделяются ряд основных последовательно сменяющихся складчатых структур. Они образовались в миоцене в период позднеорогенической стадии развития Малого Кавказа под влиянием тектонических усилий [Саядян, 2009].

По данным А.Т. Асланяна [Асланян, 1949] в пределах Ереванской впадины с юго-востока на северо-запад последовательно выделяются несколько основных складчатых структур и разрывных смещений. Наиболее ранняя стадия формирования впадины, относится к эоцену. С конца сармата до голоцена включительно, территория Армении находилась и находится в континентальной стадии развития. С этого времени началось формирование современного рельефа [Саядян, 2009].

Значительная мощность и валунный состав средненеоплейстоценового аллювия Араратской депрессии указывает на двукратную активизацию речного стока в это время, а в промежутке накопление озерных осадков. Возобновившиеся тектонические движения в начале среднего неоплейстоцена сопровождались извержениями туфов, которые ныне залегают на поверхности верхних слоев средненеоплестоценовых озерно-аллювиальных отложений Араратской депрессии и различных частях Ереванской впадины.

Террасы речных долин часто существенно приподняты над уровнем залегания над озерной серией отложений центральной части Араратской впадины. Тектонические движения, имевшие место в конце среднего неоплейстоцена вдоль линий разломов, ограничивающих Ереванскую впадину и центральную часть Араратской депрессии, предопределили распространение более молодых аллювиальных отложений, относящихся к верхнему неоплейстоцену и голоцену. Дробному стратиграфическому расчленению серия террас этого возраста поддается с большим трудом. Однако, следует отметить, что серия четко выраженных молодых террас свидетельствует об отступлении р. Аракс

на юг и интенсивной эрозии в результате поднятия региона.

Таким образом, наиболее ранние стадии формирования Ереванской впадины, относятся к эоцену. Во время верхнемеловой трансгрессии впадина была относительно приподнятой. Море проникало в этот район в среднем-верхнем эоцене. В конце верхнего эоцена, в результате тектонических движений, Армянская геоантиклиналь сильно дислоцируется. Воды Ереванского бассейна неоднократно меняли свой состав от солености к опреснению. Главная фаза формирования структур региона связана с горообразованием на рубеже олигоцена и миоцена. С конца сармата до голоцена включительно, территория Армении находилась и находится в континентальной стадии развития. С этого времени началось формирование современного рельефа. В киммерийское время в Араратской впадине происходила глубинная (предакчагыльская) эрозия рельефа. В начале акчагыла происходило переуглубление предакчагыльских долин и их заполнение аллювиальными отложениями. Каспий находился в трансгрессивном состоянии – подпруживающее влияние поднимающихся структур Араратской впадины проявлялось в полной мере. В эоплейстоцене формировался 170–180-метровый уровень галечных наклонных равнин и террас речных систем Аракса и Куры, стратотипом которых является нубарашенская терраса. В раннем и начале среднего неоплейстоцена в Араратской впадине существовало крупное озеро, отложения которого заполняют переуглубленные в конце эоплейстоцена и в начале неоплейстоцена русла рек и всю Араратскую равнину.

В начале позднего неоплейстоцена в Араратской впадине происходило новое переуглубление речных долин, связанное с понижением основного базиса эрозии и тектоническими процессами, а в дальнейшем – накопление новых аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений. В толщу озерно-аллювиальных отложений араратской свиты последовательно вложены аллювий рек и серия надпойменных террас.

Список литературы

1. *Асланян А.Т.* Стратиграфия и тектоника Приереванского района. Ереван. 1949. 190 с. (с геологической картой города Еревана масштаба 1: 25 000). Библиотека ИГН НАН РА.

2. *Габриелян А.А., Симонян Г.П.* Среднеараксинская межгорная впадина. В кн.: Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. Ереванского Госуниверситета. 1981. 283 с.

3. *Саядян Ю.В.* Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Изд. «Гитутюн» НАН РА. 2009. 356 с.

ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ | KHVALYNIAN DEPOSITS OF THE MIDDLE VOLGA REGION

А.А. Свиточ, Р.Р. Макшаев

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
a.svitoch@mail.ru

A.A. Svitoch, R.R. Makshaev

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

В максимум хвалынской трансгрессии, происходившей 15–13 тыс. лет назад, ее воды по депрессиям рельефа глубоко проникали в районы Среднего Поволжья. Северной границей максимального распространения трансгрессивных вод является устье р. Большого Черемшана, где были обнаружены хвалынские глины [Обедиентова, Губонина, 1962], в то же время Г.И. Горецким [1966] хвалынские отложения отмечаются вплоть до Ульяновского Заволжья. В Среднем Поволжье хвалынские отложения встречаются на отметках до 32–35 м абс. и выше на левобережье р. Волги [Москвитин, 1958].

Наиболее широко они распространены на левобережье волжской долины, где перекрывают вторую и частично третью террасы. В эстуарной части долины нижнехвалынские отложения заполняют древние понижения рельефа, а по долинам впадающих в Волгу рек проникают вглубь Заволжья. Ширина распространения нижнехвалынских отложений в районе Чапаевска достигает 20–25 км, а глубина проникновения вглубь водоразделов до 70 км и более.

На левобережье хвалынскими отложениями полностью выполнены долины крупных протоков рек Большого Иргиза, Малого Карамана и Еруслана. На правом берегу р. Волги, сложенным коренными породами Приволжской возвышенности, хвалынские отложения встречаются реже. Здесь на протяжении ~500 км выделяются несколько участков их распространения, приуроченных в основном к устьевым частям небольших речных притоков шириной 2–3 км и гипсометрией 30–35 м абс.

Разрез Чапаевск является одним из самых северных разрезов хвалынских отложений [Москвитин, 1962] и располагается на второй террасе р. Волги на отметках 35 м абс. В строении сверху вниз отмечено следующее строение: 1 – глина темно-коричневая (шоколадная), неясно слоистая, с пятнами ожелезнения, вертикальными стяжениями извести и микрополосчатостью в нижней части, нижний контакт постепенный, мощность 0,7 м; 2 – суглинок светло-коричневый местами с белесо-палевыми оттенками переслаивающийся с темно-коричневыми глинами, мощность 0,6 м; 3 – супесь палевая тонкослоистая с ленточными прослоями темно-бурой глины с включениями известковых конкреций, мощность 0,8 м; 4 – супесь красно-бурая в нижней части постепенно переходящая в суглинок, видимая мощность 1,3 м.

Разрез Малый Караман располагается на правом берегу одноименной речной долины вблизи с. Бородаевки на абсолютной отметке 30 м [Москвитин, 1962]. В данном разрезе с глубины 3 м вскрываются следующие слои: 1 – песок серый мелкозернистый, переслаивающийся с ленточными супесями в верхней части с прослоями зеленоватой глины, в основании в песках встречаются раковины моллюсков (*Hypanis plicatus, Adacna cf. plicata, A. cf. laeviuscula, Monodacna sp.*), мощность 4,9 м; 2 – глина темно-коричневая (шоколадная) местами с включениями тонких прослоек мелкозернистого песка, мощность 4,7 м; 3 глина серая плотная, слабоизвестковая бурая местами с желтоватыми оттенками, видимая мощность 4,0 м.

Разрез Ровное располагается в овраге близ поселка Ровное на отметках 15 м абс. [Обедиентова, Губонина, 1962]. Под слоем гумусированной супеси вскрываются: 1 – глина темно-коричневая, тонкослоистая с прослоями песка, в нижней части более темная, мощность 0,9 м; 2 – глина коричнево-серая, местами с зеленоватыми прослоями, слоистая, мощность 0,3 м; 3 – глина серая, тонкослоистая, мощность 0,5 м.

Разрез Новопривольное располагается на отметках 18 м абс. Под слоем почвы 0,3 м вскрываются: 1 – глины светло-коричневые слоистые переслаивающиеся со светло-серым песком, мощность 0,7 м; 2 – глина темно-коричневая (шоколадная) с плитчатой структурой, постепенно переходящей в нижележащий горизонт, мощность 0,5 м; 3 – переслаивание алевритов и глин коричневых и песков светло-серых, нижняя граница резкая, мощность 1,8 м; 4 – песок светло-серый мелкозернистый с многочисленными прослоями глин бурых и коричневых, видимая мощность 2,0 м.

Разрез Торгун расположен на правом абразионном берегу Ерусланского залива на отметках 15 м абс. Под почвой вскрываются: 1 – супесь с суглинками коричневая с карбонатными прожилками, мощность 1 м; 2 – глина бурая и коричневая тонкослоистая, мощность 1,2 м; 3 – глина темно-коричневая (шоколадная) с плитчатой отдельностью, с тонкими прослоями глин алевритистых светло-серых и песков, содержащих фауну моллюсков (*Didacna, Dreissena*), видимая мощность 2,7 м.

Разрез Сабуровка располагается на правобережье р. Волги в районе Курдюмского залива на отметках 20 м абс. Здесь под почвой вскрываются: 1 – суглинок светло-коричневый карбонатный, мощность 0,7 м; 2 – суглинок серый и супесь светло-серая, мощность 0,5 м; 3 – тонкие прослои светло-серой супеси и серых песков с алевритами, мощность 0,3 м; 4 – переслаивание шоколадной глины, с песками светло-серыми и алевритами, контакт постепенный, мощность 0,8–1 м; 5 – глина шоколадная слоистая, в основании более плотная, контакт постепенный, мощность 3,5–4 м; 6 – чередование серо-сизых и шоколадных глин, видимая мощность 1 м.

Разрез Вихлянцево располагается в устье р. Вихлянцева на отметках 16 м абс. В береговом обрыве небольшого затона под слоем каштановой почвы мощностью 0,5 м вскрываются: 1 – суглинок коричневый, в основании со светло-серой супесью 0,8–1 м; 2 – переслаивание глины коричневой с песками серыми и алевритами, мощность 0,6–0,8 м; 3 – глина шоколадная плотная, тонкослоистая, с прослоями светло-серого и ожелезненного песка, с отпечатками растительности, видимая мощность 3 м.

Для разрезов хвалынских отложений левобережья Среднего Поволжья отмечается повсеместное присутствие их основной глинистой составляющей, практическое отсутствие солоноватоводной

фауны моллюсков. Во многих разрезах левобережья (Малый Караман, Ровное, Торгун) установлено двухслойное строение, когда в основании хвалынского разреза залегают шоколадные глины, перекрытые слоистыми глинами и песками.

В составе хвалынских отложений правобережья прослеживаются определенные черты строения, в которых выделяется нижний горизонт серых и сизых глин, постепенно переходящий в шоколадные глины, плотные, переслаивающиеся с тонкими слойками песков и алевритов. В верхней части этого горизонта происходит постепенный переход в толщу слоистых песков, глин и алевритов. На правобережных разрезах достаточно хорошо прослеживается плавный переход между литологическими разностями, что указывает на относительно спокойные условия осадконакопления.

По нескольким образцам были получены данные по составам глинистых минералов и основных оксидных соединений. В составе глинистых минералов преобладают гидрослюды (до 40%), концентрация каолинита, смектита и хлорита приблизительно одинакова и составляет 15–20%. В химическом составе преобладают оксиды алюминия и железа, в среднем по 16–8% соответственно. Содержание оксидов калия, магния и кальция примерно одинаковое и составляет 3,2–3,5%. В несколько меньшей степени представлен оксид натрия, в среднем 1%. Содержание оксидов титана и марганца не превышает 1%.

В целом в составе глинистых минералов и основных оксидных соединений хвалынских отложений Средней Волги наблюдаются некоторые отличия от аналогичных с Нижней Волги. В отличие от отложений Нижней Волги, где концентрация гидрослюды составляет 50–60%, а иногда и более 80% [Tudryn с соавт., 2013], на Средней Волге эта доля не превышает 40%. В хвалынских отложениях Средней Волги достаточно высокая концентрация групп минералов каолинита, особенно хлорита и смектита. Доля последних в два раза выше чем с аналогичных отложений с Нижней Волги.

В химическом составе хвалынских отложений Средней Волги отмечается несколько меньшая концентрация оксида алюминия и чуть более высокая доля оксида железа (разрез Новопривольное), в сравнении с Нижне-Волжскими. Достаточно высокая концентрация оксида железа связана с глинистыми минералами гидрослюды и хлорита. По остальным группам оксидов значимых различий не наблюдается.

Вариации концентрации оксида железа определяют окраску хвалынских глин. Так, в основании хвалынских глин, где наблюдается максимальная концентрация оксида железа (8,3%), характерен темно-коричневый окрас. Для средней части это уже коричневый цвет глин и несколько меньшая концентрация оксида железа (7%). В верхней части глины приобретают светло-коричневую окраску, доля оксида железа уменьшается до 6,5%.

В хвалынских отложениях Средней Волги концентрация оксида железа определяется наличием группы глинистых минералов гидрослюды и хлорита. В то же время на Нижней Волге концентрация оксида железа связана в основном с гидрослюдой. Достаточно высокая концентрация смектита и хлорита, в среднем 18%, объясняется относительной близостью потенциальных источников сноса, располагающихся в пределах бассейна Средней Волги.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 16-17-10103).

Список литературы

1. *Горецкий Г.И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий пра-Волги. М.: Наука, 1966, 412 с.

2. *Москвитин А.И.* Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. Труды Геологич. ин-та, вып. 12. М.: Изд-во АН СССР. 1958. 211 с.

3. *Москвитин А.И.* Плейстоцен Нижнего Поволжья. Труды Геологич. ин-та, вып. 64. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 264 с.

4. *Обедиентова Г.В., Губонина З.П.* О хвалынском веке в пределах Нижнего Поволжья // Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 144–174.

5. *Tudryn A., Chalie F., Lavrushin Yu.A., Antipov M.P., Spiridonova E.A., Lavrushin V., Tucholka P., Leroy S.A.G.* Late Quaternary Caspian Sea environment: late Khazarian and early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River. Quat. Int. 292, 2013. P. 193–204.

ОСНОВНЫЕ ГРАНУЛОТИПЫ ЛЕССОВЫХ ПОРОД ПРИАЗОВЬЯ, НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И СЕВЕРО–ЗАПАДНОГО КИТАЯ

MAIN GRANULOTYPES OF LOESS OF THE AZOV REGION, LOWER VOLGA AND NORTHWEST CHINA

К.М. Седаева[1], Е.А. Константинов[2], С. Чэнь[1], Р.Н. Курбанов[1,2]

[1] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва
[2] Институт географии РАН, Москва
sedaeva-mgu@mail.ru

K.M. Sedayeva[1], E.A. Konstantinov[2], S. Chen[1], R.N. Kurbanov[1,2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow
[2] Institute of Geography RAS, Moscow

Лессовые породы широко развиты в Евразии и относятся к семейству тонкообломочных пород (алевролитов и алевропелитов), слабо сцементированных и обладающих характерными и достаточно устойчивыми признаками и свойствами, гранулометрический состав которых тесно связан с динамикой воздушного потока, рельефом местности и условиями увлажнения. Объектом исследования послужили разрезы лессовых пород, расположенных в 3-х крупных геоструктурных зонах Евразии: Приазовье, Нижнее Поволжье и северо-западный Китай. Проведены гранулометрические исследования пород и выделены гранулотипы, их подтипы и разновидности с определенной размерностью частиц, отнесенные к той или иной группе кластолитов по структурному признаку с учетом процентного содержания разных фракций.

Приазовье. В разрезе «Беглица» (*Беглицкая терраса на северном побережье Таганрогского залива Азовского моря*) [Лебедева, 1972; Величко и др., 2012, 2017] лессовые породы, вскрытые современной абразией, формируют собой толщу в виде уступа высотою 13–15 м, в основании которых залегают аллювиально-делювиальные отложения среднего плейстоцена Палео-Дона. Среди них выделяются гранулотипы и их подтипы: A_1 – алевролиты глинистые (10-25%) и A_2 – алевролиты сильно глинистые (25–50%), в которых отмечаются три разновидностей: с единичными (менее 1%) песчаными зернами (A_1^1и A_2^1), слабо (1–10%) песчанистые (A_1^2и A_2^2) и песчанистые (10–25%) их разности (A_1^3и A_2^3). Основная часть разреза сложена алевролитами песчанистыми сильно глинистыми (A_2^3), с редкими прослоями слабо песчанистыми их разностями (A_2^2) в верхней их части, охватывая горизонты голоценовой почвы (МИС 1 и МИС 1-2), алтынского (МИС 2) и деснинского (МИС 2) лесса. Ниже (от МИС 3 до МИС 5-е) среди алевролитов A_2^3 появляются прослои песчаников ($П_1$) тонко(7,89%)-средне(12,79%)-мелкозернистых(29,65%), глинисто(16,2%)-алевритовых (*брянская почва)* и их разностей ($П_2$), в которых присутствуют единичные зерна крупной (0,5–1,0 мм) фракции (*хотылевский лесс,* МИС 4), а среди них редкие прослои миктитов ($М_3^а$) глинисто(17,96%)-алевритово(32,56%)-песчаных (49,37%). В основании разреза верхнего плейстоцена наблюдаются прослои миктитов ($М_1^а$), в которых отмечается преобладание алевритовой фракции над глинистой и песчаной фракциями, а глинистой над песчаной составляющей (*салынская почва*).

При этом следует отметить, что в алевритовой составляющей резко преобладает (в 2–4 раза) крупная фракция над мелкой, содержание которой колеблется от 7,31% до 17,64%. Содержание тонкопелитовой фракции колеблется от 1,78 до 6,68%, что в 5–10 раз меньше по сравнению с количеством крупнопелитовой составляющей. Возможно, их появление обусловлено в результате проявления процессов криогипергенеза с диспергацией алевритового (как крупного, так и мелкого) материала и отчасти почвообразования при гумидизации климата. На основании изучения минерального состава, выяснилось, что разрез сложен алевролитами полевошпат-кварцевого состава в той или иной степени глинистости и известковистости. Эпизодически на отдельных интервалах разреза наблюдается повышенное содержание аутигенного гипса (24% и 15%), кальцита (15–25%) и пирита (2%) пелитовой размерности, а также единично роговой обманки (1–2%). Видовой состав породообразующих компонентов кластогенной, кварц-силикатной части лессовых пород практически одинаковый, изменяется лишь процентное их содержание. Такая же закономерность с однообразным, одинаковым составом глинистых минералов отмечается и в пелитовой составляющей, за исключением пород из



основания разреза, в которых отсутствует хлорит. Минеральный состав основных породообразующих компонентов остается практически постоянным, большей частью без изменения названия гранулотипа лессовых пород в отличие от их возрастных аналогов Нижнего Поволжья и Северо-Западного Китая (Лессовое плато).

Нижнее Поволжье. Среди пород разреза «Райгород» (*правый обрывистый берег р. Волги высотою 18–20 м, Светлояровский район Волгоградской области*) выделены основные гранулотипы и их подтипы: $А_1$ – алевролиты глинистые, $А_2$ – алевролиты сильно глинистые, а среди них с единичными песчаными зернами ($А_1^1$, $А_2^1$), слабо песчанистые ($А_1^2$), песчанистые ($А_1^3$, $А_2^3$) и сильно песчанистые ($А_1^4$) их разности (более 25%), а также $Г_2$ – глины сильно алевритовые, среди них песчанистые ($Г_2^3$) и разности без песчаной примеси ($Г_2^0$), и миктиты ($М_1^6$) – смешанные породы глинисто(24,7%)-песчано(30,86%)-алевритовые(44,52%) с содержанием разной песчаной (тонкой, реже мелкой и средней фракций) примеси, с единичными прослоями песчаников ($П_3$) средне-мелкозернистого алевритистого (11,1%) и слабоглинистого (5,6%) в средней части разреза. Распределение тонкопесчаного материала крайне неравномерное, прерывистое, на отдельных интервалах разреза его содержание составляет 0,7–2%, а в нижней части – до 12% с появлением здесь крайне редких (2–5%) зерен мелко- и отчасти среднепесчаной размерности (1–2%). В основании разреза залегают морские средне- и мелкозернистые песчаники, среднесортированные, сначала с малым содержанием алевритовой (12,2%) и глинистой (6,9%) составляющей, с единичными зернами крупной и тонкой их фракций, а в основании почти хорошо отмытые от тонкообломочной примеси.

Для разреза «Нижнее Займище» (*правый берег р. Волги, Черноярский район Астраханской области*) характерно присутствие в основании алевролитов сильно глинистых с малым содержанием (менее 8%), преимущественно тонкопесчаной фракции ($А_2^1$), с постепенным обогащением вверх по разрезу и появлением алевропесчаников ($П_1$) глинистых, переходящих далее вверх в песчаники средне-мелкозернистые ($П_3$). Венчают разрез алевролиты сильно глинистые ($А_2$) в разной степени песчанистые, с присутствием в их составе обломков средне-, мелко и тонкопесчаной размерности, с небольшим преобладанием мелкопесчаной фракции. В основном, в строении разреза участвуют алевролиты сильно глинистые с разным содержанием песчаной примеси ($А_2^1$, $А_2^2$ и $А_2^3$) с редкими прослоями алевропесчаников в разной степени глинистых.

Судя по повышенному содержанию пелитовой составляющей в них, здесь широко распространены, преимущественно, лессовидные породы с повышенным содержанием (больше 15%) глинистого материала, в отличие от лессовых пород разреза «Беглица» (Приазовье), сложенного в основном типичными лессами с относительно низким содержанием глинистого материала (менее 15%). Исходным материалом для лессовидных пород Нижнего Поволжья послужили ранее накопившиеся перигляциальные образования Русской равнины и отчасти аллювиальные, морские и эоловые отложения, что отразилось в крайне неравномерном распределении по разрезу разной по размеру песчаной примеси.

Северо-Западный Китай (Лессовое плато). Среди лессовых пород разреза Цаосянь (*юго-восток пустыни Гоби, Ордосская излучина среднего течения р. Хуанхэ*) [Величко и др., 2017] выделены гранулотипы и их подтипы: алевролиты глинистые ($А_1$) и сильно глинистые ($А_2$), и разновидности – слабо песчанистые их разности ($А_1^2$ и $А_2^2$). Наиболее часто встречаются алевролиты глинисто-тонкопесчанистые с преобладанием песчаной фракции над глинистой составляющей ($А_1^{3а}$) и алевролиты тонкопесчанисто-глинистые с преобладанием глинистой фракции над песчаной ($А_1^{3б}$), неравномерно ритмично чередующиеся между собой. В них наблюдается: 1) высокое (более 70%) содержание алевритовой составляющей с резким преобладанием крупной фракции над мелкой; 2) повышенное содержание (от 20,3% до 27,2%) глинистой составляющей (менее 0,005 мм), что связано с присутствием в них аутигенных (карбонатных, реже сульфатных) минералов пелитовой размерности, согласно результатам минералогического анализа. Тонкопесчаная примесь присутствует постоянно, но ее содержание колеблется в широких пределах: от 2.7% до 20.2%, по сравнению с глинистой фракцией (от 11.7% до 27.2%). По всему разрезу отмечается очень низкое (менее 1%) содержание мелкопесчаной фракции, а на отдельных интервалах разреза она отсутствует. Средне- (0,3%) и мелкопесчаная (0,1–0,3%) примесь изредка наблюдается в алевролитах ($А_1^{3а}$ и $А_1^{3б}$), в минеральном составе которых выявлено, судя по результатам минералогического анализа, присутствие глинистых минералов от 17% до 32%, что возможно связано с их нахождением внутри плотных глинистых агрегатов (окатышей), которые были привнесены из долины р. Хуанхэ. Присутствие зерен этих песчаных фракций можно рассматривать как индикаторы появления местного источника кластогенного материала в связи с изменением розы ветров и динамики воздушного потока в разные сезоны года. Разрез Цаосянь расположен между холодной Сибирью и теплым Южным Китаем, где осенью и зимой ветры дуют с севера: с Сибири и Монголии, а летом в муссонный период – с Тихого океана. Несмотря на повышенное содер-

жание глинистой и отчасти песчаной фракций лессовые породы относятся к типичным лессам, а их кластогенный материал является продуктом механической дифференциации в воздушной среде. Источниками обломочного материала являются элювиальные образования, аллювиально-делювиальные и эоловые отложения плиоцена и эоплейстоцена пустыни Гоби, и отчасти одновозрастные с ними тонко-мелкообломочные пойменные и возможно старичные отложения р. Хуанхэ.

Таким образом, результаты гранулометрического анализа лессовых пород из разных геоструктурных зон Евразии показали: 1) неравномерное, фрактальное распределение, как самих частиц разных фракций, так и выделенных гранулотипов и их подтипов по разрезам; 2) присутствие местного более крупного по размерам (*в основном, мелко- и среднепесчаной размерности*) обломочного материала в связи с изменением розы ветров и динамики воздушного потока в разные сезоны года; 3) частое несоответствие гранулометрического состава пород результатам минералогического анализа, что необходимо учитывать при дальнейших исследованиях лессовых пород и в целом континентальных тонкообломочных пород, отдельные компоненты которых могли возникнуть в разных обстановках и при различных условиях, а также на разных стадиях осадкообразования.

Исследовательские работы по материалам Приазовья выполнены при финансовой поддержке проекта РФФИ 16-35-60069, а по материалам Нижней Волги – при поддержке проекта РНФ 16-17-10103.

Список литературы

1. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К.* и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 464–467.

2. *Величко А.А., Янг Т., Алексеев А.О.* и др. Сравнительный анализ изменений условий осадконакопления за последний межледниково-ледниковый макроцикл в лессовых областях юга Восточно-Европейской равнины (Приазовье) и центрального Китая (Лессовое плато) // Геоморфология. 2017. № 1. С. 3–18.

3. *Лебедева Н.А.* Антропоген Приазовья. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 215. М.: Наука, 1972. 136 с.

ЕСТЬ ЛИ ЗАПИСИ О СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ПЕРЕХОДЕ В ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ АРХИВАХ ЕВРАЗИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ?

ARE THERE RECORDS OF THE MID PLEISTOCENE TRANSITION IN THE PALEOPEDOLOGICAL ARCHIVES OF EURASIA AND NORTH AMERICA?

С.Н. Седов

Институт Геологии, Национальный Автономный Университет Мексики, Мехико, Мексика
Тюменский Государственный Университет, Тюмень, Россия
Тюменский Индустриальный Университет, Тюмень, Россия
serg_sedov@yahoo.com

S.N. Sedov

Institute of Geology, National Autonomous University of Mexico, Mexico City, Mexico
Tyumen State University, Tyumen, Russia
Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

В интервале между 1,2 млн и 500 тыс. л.н. произошло кардинальное переформатиование цикличности климата Земли, получившее название среднеплейстоценового перехода (СПП у В.А. Большакова [2015]) или, радикальнее, революции. В этом интервале состоялся переход от 41 тысячелетних ритмов к 100 тысячелетним, сопровождался усилением контрастности климатических колебаний и увеличением объемов материковых льдов [Head and Gibbard, 2005]. Основной массив информации о характере этого переходного периода получен из морских геологических архивов: изотопно-кислородных кри-

вых, состава и химических характеристик микропалеонтологических комплексов и других данных из колонок донных осадков. Значительно меньше специфических сигналов об этом периоде извлечено из континентальных геологических летописей и в частности – из лессово-почвенных серий, которые считаются одной из наиболее детальных записей последовательности плейстоценовых климатических событий. А.Е. Додонов [Dodonov, 2005] отмечал в ряде ключевых разрезов увеличение мощностей лессовых слоев, формировавшихся в течение СПП, но не обратил внимание на изменения палеопочв, разделяющих эти слои. В данной работе приводятся результаты сопоставления географически удаленных профилей среднеплейстоценовых палеопочв, демонстрирующие сходство трендов педогенеза, отражающих, на наш взгляд, особенности природной среды СПП.

На юге Северной Америки, в пределах Трансмексиканского вулканического пояса сформировались серии погребенных четвертичных палеопочв, разделенных пирокластическими отложениями. В северной части котловины Пуэбла-Тласкала в горизонте тефры в основании почвенно-пирокластической серии Тлалпан получена датировка 900 000 лет назад. В вышележащем мощном педокомплексе надежно установлена инверсия Брюнес/Матуяма. Эти данные позволяют отнести нижние палеопочвы данной серии в пределах «красной толщи» к СПП. По морфологическим и аналитическим данным они значительно отличаются от более молодых средне- и позднеплейстоценовых палеопочв «бурой» и «серой» толщ. Палеопочвы СПП характеризуются интенсивной красно-бурой окраской и оглиненностью. Первичные минералы крупных фракций сильно выветрены, вулканическое стекло полностью разрушено, пироксены и плагиоклазы корродированы. Обнаружены несколько генераций кутан иллювиирования, часть из которых фрагментированы и включены во внутриагрегатную массу. В этих палеопочвах наблюдаются максимальные для серии Тлалпан значения содержания валового Ti, дитионитно-растворимых форм Fe, а также магнитной восприимчивости (рис. 1). Эти признаки указывают на то, что процессы выветривания и педогенеза в СПП протекали мощнее, чем в последующий период, что связано с более благоприятными – теплыми и влажными – климатическими условиями.

Первоначально мы предполагали, что данный тренд эволюции почвообразования вызван локальными причинами – поднятием, начиная с плиоцена, блока Тласкала. Однако обнаружение сходных тен-

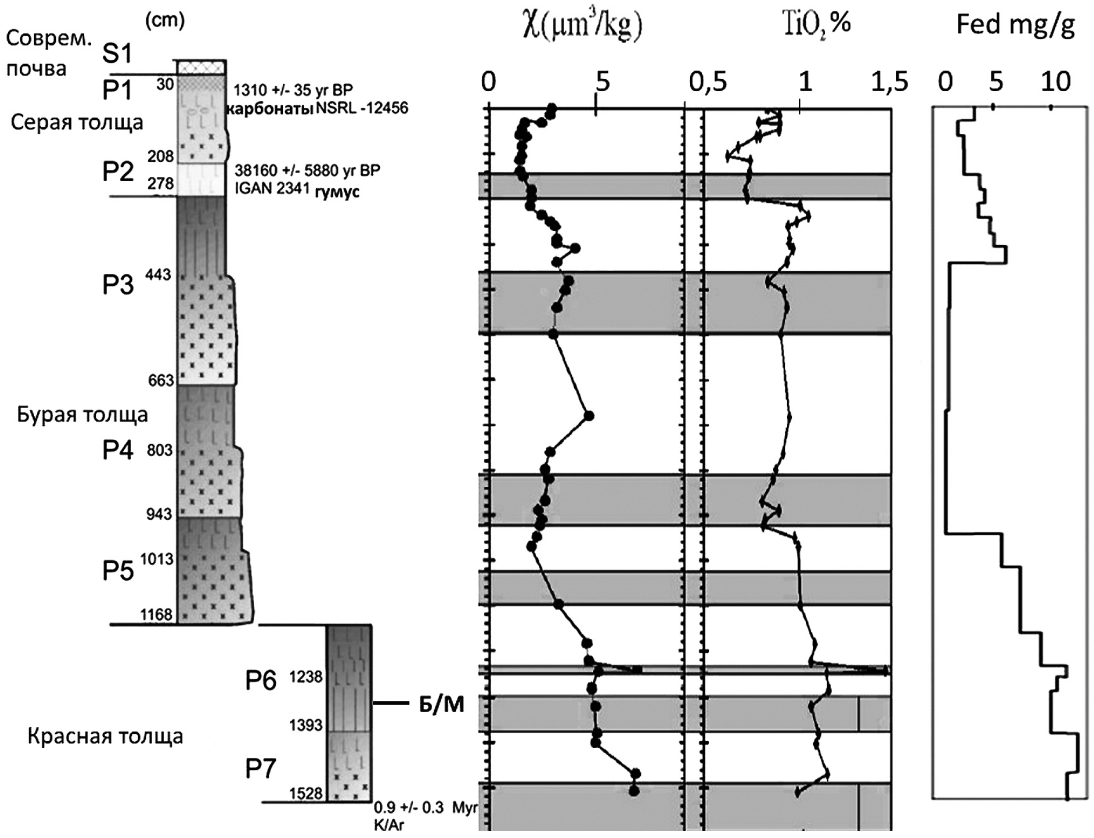


Рис. 1. Тефрово-почвенная серия в разрезе Тлалпан (Тласкала, Мексика): Педостратиграфическая схема, распределение магнитной восприимчивости, валового содержания титана и соединений железа, извлекаемых дитионитной вытяжкой

денций в синхронных палеопочвенных сериях Евразии наводит на мысль об их контроле со стороны глобальных климатических процессов. В Австрии в разрезе Кремс Стрельбище (Schießstätte) палеопочва Kr4, расположенная непосредственно над инверсией Брюнес-Матуяма – красноцветная, оглиненная, значительно сильнее развитая чем более поздние плейстоценовые палеопочвы и поверхностные голоценовые почвы региона. В бассейне среднего и нижнего Дуная (Сербия и Румыния) лессовые палеопочвы начала среднего плейстоцена также характеризуются значительно большим накоплением продуктов педогенеза – глины и оксидов железа (с большой долей гематита, придающего красноватую окраску палеопочвенным горизонтам)– чем более поздние почвенные уровни [Buggle et al., 2014]. Интересно, что и в этом случае авторы объясняют данную тенденцию тектоническими причинами – четвертичным поднятием горных систем Европы, повлиявшим на атмосферную циркуляцию. Тенденция к формированию более развитых почвенных профилей в начале среднего плейстоцена прослеживается и в других регионах Евразии.

Столь сходные тренды эволюции педогенеза в плейстоценовых палеопочвенных сериях в различных областях Северного полушария вероятно отражают глобальные климатические тенденции: более благоприятные условия для развития выветривания и почвообразования во время СПП. Остается открытым вопрос, связано ли это явление с более теплыми межледниковьями, или (вероятнее) с менее суровыми палеоклиматами оледенений, позволявшими в ряде случаев более длительное непрерывное развитие палеопочв.

Список литературы

1. *Большаков В.А.* О механизме «среднеплейстоценового перехода» // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 5. С. 92–109.

2. *Buggle B., U. Hambach, K. Müller, L. Zöller, S.B. Marković*. B Glaser Iron mineralogical proxies and Quaternary climate change in SE-European loess–paleosol sequences. Catena, 2014. V. 117, p. 4–22.

3. *Dodonov A.E.* The stratigraphic transition and suggested boundary between the Early and Middle Pleistocene in the loess record of northern Eurasia // M.J. Head and P.L. Gibbard (Eds.), Early-Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence. Geological Society, London, Special Publications, 247, 2005. P. 209–220.

4. *Head M.J., Gibbard R.L.* Early-Middle Pleistocene transition: an overview and recommendation for the defining boundary.// M.J. Head and P.L. Gibbard (Eds.), Early-Middle Pleistocene transitions: the land-ocean evidence. Geological Society, London, Special Publications, 247, 2005. P. 1–18.

НАХОДКИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕЙ ОБИ В СВЕТЕ ВНЕЛЕДНИКОВОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

FINDINGS OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOSOLS IN THE MIDDLE OB' BASIN IN THE LIGHT OF NON-GLACIATED DEVELOPMENT OF NORTH-WESTERN SIBERIA

С.Н. Седов, В.С. Шейнкман, А.А. Юртаев

Тюменский индустриальный университет, Тюменский государственный университет,
Институт криосферы Земли ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия
vlad.sheinkman@mail.ru

S.N. Sedov, V.S. Sheinkman, A.A. Yurtaev

Tyumen Industrial University, Tyumen State University, Earth's Cryosphere Institute of the Federal Research Center «Tyumen Science Center», SB RAS, Tyumen, Russia

В настоящее время для территории Западной Сибири появляются новые палеогеографические данные [Velichko et al., 2011; Sheinkman, 2016], которые отрицают здесь наличие сплошных ледниковых покровов. Это означает, что на свободной ото льда территории имели место иные экзогенные

процессы, включая почвообразование. По югу Западной Сибири есть обширная информация [Зыкина, Зыкин, 2012] о палеопочвах лессово-почвенной формации, формировавшихся в термохроны, но севернее палеопедологические поиски практически не велись из-за господствующих представлений о ледниковом щите.

В области криолитозоны в почвах формируется комплекс специфических признаков, которые, как правило, сохраняются в нихи после выхода из-под влияния криогенеза. Поэтому в погребенных палеопочвах такие признаки служат индикаторами былых криогенных обстановок, что позволяет уверенно говорить о палеопедологическом направлении в криотрасологии [Седов, Шейнкман, 2015].

Криопедогенные индикаторы разделяются на две группы. Во-первых, это эвидентные признаки прямого воздействия криолитогенеза – когда под влиянием отрицательных температур и прочих процессов в почве образуется лед, который становится ведущим фактором почвообразования. Во-вторых, это латентные, порой – косвенные, признаки воздействия отрицательных температур, когда почвенные процессы могут развиваться и в безледных обстановках, но существенно модифицируются криолитогенезом. В настоящее время оба типа индикаторов широко используются для ландшафтных реконструкций холодных эпох позднего плейстоцена (МИС 5 – 2), в том числе для документирования переходных межстадиальных интервалов [VanVliet-Lanoe, 1998].

Авторами в последние годы проведены исследования по Средней Оби (подзона средней тайги в 300 км к югу от области сплошной криолитозоны). В итоге были выбраны два ключевых разреза – Зеленый Остров (правый берег р. Сабун) и Белая Гора (левый берег р. Вах), в которых зафиксирована детальная летопись криогенеза, отраженная при этом и в палеопочвенных, и в осадочных комплексах. Разрезы характеризуются чередованием мощных слоев песчаного параллельно- и косослоистого аллювия, разделенных уровнями погребенных палеопочв: одним уровнем в разрезе Зеленый Остров и двумя уровнями в разрезе Белая Гора; в обоих случаях они венчаются развитыми профилями голоценовых подзолов. В обоих разрезах присутствует галька и небольшие валуны.

Важно при этом отметить, что палеопочвы сформированы в суглинистом материале, и их профили включают горизонты с развитыми признаками оглеения: они компактные, бесструктурные с характерной цветовой гаммой, когда на сизом фоне выделяются ржаво-бурые или желтые пятна и линзы. Также сохранились темноцветные оторфованные или гумусированные органоминеральные горизонты. В верхней палеопочве разреза Белая Гора тонкий гумусовый горизонт сильно деформирован и имеет петлеобразную форму, а нижняя палеопочва нарушена следами глубокого промерзания– псевдоморфозами по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ) малой мощности. Аналогичные псевдоморфозы порой рассекают и песчаные слои аллювияв верхней части речных террас.

Микроморфологический анализ показал, что в органоминеральных горизонтахобильно присутствуют слабо- и среднеразложившихся растительные остатки, частично сохранивших клеточное строение. Они встречаются и в минеральных оглеенных горизонтах, но при этом часто деформированы. Минеральная масса этих горизонтов характеризуется неоднородным распределением частиц разной размерности: скопления песчаных зерен (часто имеющие кольцевую форму) соседствуют с микрозонами, обогащенными тонкодисперсным пылевато-глинистым материалом. Довольно многочисленны железистые новообразования разнообразной форм. Эти новообразования иногда деформированы и фрагментированы.

Радиоуглеродное датирование органического вещества дало после калибровки значения 26 670± ±680 лет (SOAN-7550) в палеопочве Зеленого острова и 35 170±350 лет (Beta 410187) в верхней палеопочве Белой Горы. Значит, обе палеопочвы относятся ко второй половине МИС 3 – Каргинскому термоохрону, – и, несмотря на разницу в несколько тысячелетий, позволяют провести предварительную корреляцию разрезов. Нижняя палеопочва разреза Белая Гора имеет запредельный для радиоуглеродного метода возраст, но споропыльцевые спектры из ее верхних слоев указывают на относительно «теплые» таежные растительные сообщества, что позволяет отнести ее к Казанцевскому термохрону – МИС 5.

При интерпретации разрезов обращает на себя внимание полное отсутствие слоев с признаками ледникового осадконакопления. В то же время отмечается ряд признаков, связанных с криолитогенезом, часть которых локализована в палеопочвенных уровнях. Прежде всего, это эвидентные индикаторы палеокриогенеза: смятие гумусового горизонта за счет криотурбаций, формирование псевдоморфоз по ПЖЛ; также выделяются криогенная сепарация зерен скелета, деформация растительных остатков и их перемешивание с минеральным материалом. Вместе с тем, ряд других педогенных характеристик палеопочв правильно рассматривать как латентные индикаторы древних криогенных обстановок. Уже при морфологическом описании фиксируется контрастное различие между современными почвами (дренированными автоморфными подзолами) и палеопочвами, которые характеризуются накоплением слаборазложившихся растительных остатков

и оглеением в минеральных горизонтах (пятнистая окраска, железистые новообразования). Этот комплекс макро- и микроморфологических признаков характерен для переувлажненных (гидроморфных) почв, формирующихся в условиях затрудненного дренажа. Таким образом, можно предположить, что древние почвы формировались при наличии многолетнемерзлого водоупора по суглинкам в более холодных климатических условиях, чем современные. Именно льдистая мерзлота могла создавать условия для гидроморфного педогенеза в хорошо дренированных позициях – как это происходит и в настоящее время в зоне многолетнемерзлых пород, где формируются оглеенные тундровые и мерзлотно-таежные почвы. Подобная интерпретация ранее была предложена для оглеенных позднеплейстоценовых палеопочв в лессовых разрезах Австрии [Terhorst et al., 2015]. Для палеопочв МИС 3 в разрезе Зеленый Остров это предположение подтверждено споропыльцевыми данными, указывающие на господство тундровой растительности в период их формирования [Sheinkman et al., 2016]. В случае палеопочвы соответствующей МИС 5 криогенная гидроморфная фаза могла иметь место в поздних более «холодных» подстадиях, составляющих переход к МИС 4 – Зырянскому криохрону. К началу последнего мы относим и упомянутые выше крупные псевдоморфозы по ледяным жилам, секущие нижний палеопочвенный уровень в разрезе Белая Гора. Межрегиональная корреляция была предпринята нами для верхнего из описанных палеопочвенных уровней, соответствующего МИС 3 (Каргинский термохрон). Прежде всего, следует отметить контрастное отличие этих палеопочв в бассейне Средней Оби от синхронных палеопочв более южных лессовых плато. В то же время среднеобские каргинские палеопочвы очень похожи по совокупности педогенетических характеристик на палеопочвы МИС-3 сходных широтбассейна Верхней Волги [Седов, Шейнкман, 2015]. Далее на восток оглеенные криогенные палеопочвы, соответствующие второй половине МИС 3 описаны в пределах Колымской низменности, где они погребены в отложениях Едомного комплекса [Zanina et al., 2011]. Таким образом, можно предположить существование во время МИС 3 специфической субширотной зоны мерзлотных глеевых почв в северной части Евразии [Sedov et al., 2016].

Список литературы

1. *Зыкина В.С., Зыкин В.С.* Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене // Новосибирск: Академическое издательство «Гео», – 2012. – 477 с.

2. *Седов С.Н., Шейнкман В.С.* Палеопедологическаякриотрасология: почвенные индикаторы позднеплейстоценового криолитогенеза в Европе и Западной Сибири // Арктика, Субарктика: мозаичность, контрастность, вариативность криосферы: Труды международной конференции. Под ред. В.П. Мельникова и Д.С. Дроздова. – Тюмень: Изд-во Эпоха, – 2015. – С. 341–344.

3. *Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M.* MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: reductomorphicpedogenesis conditioned by permafrost? // Catena, – 2016. – № 146, – P. 38–47.

4. *Sheinkman V.S.* Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // Quaternary International, – 2016. – In press.

5. *SheinkmanV., Sedov S., Shumilovskikh L., Korkina E., Korkin S., Zinoviev E., Golyeva A.* First results from the Late Pleistocene paleosols in the North of Western Siberia: indicators of pedogenesis and records of environmental change // Quaternary International, – 2016. – In press.

6. *Terhorst B., Sedov S., Sprafke T., Peticzka R., Meyer-Heintze S., Kühn P., Solleiro Rebolledo E.* Austrian MIS 3/2 loess-palaeosol records–Key sites along a west-east transect // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, – 2015. – V. 418, – P. 43–56.

7. *Van Vliet-Lanoe B.* Frost and soils: implications for paleosols, paleo-climates and stratigraphy // Catena, – 1998. – V. 34, – P. 157–183.

8. *Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C.* West Siberian Plain as a late glacial desert // Quaternary International, – 2011. – V. 237. – P. 45–53.

9. *Zanina O.G., Gubin S.V., Kuzmina S.A., Maximovich S.V., Lopatina D.A.* Late-Pleistocene (MIS 3-2) palaeoenvironments as recorded by sediments, palaeosols, and ground-squirrel nests at DuvannyYar, Kolyma lowland, northeast Siberia // Quaternary Science Reviews, – 2011. – V. 30. – P. 2107–2123.

СРЕДНИЙ И ПОЗДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН МЕЖДУРЕЧЬЯ КАМА – ВЫЧЕГДА

THE MIDDLE AND UPPER NEOPLEISTOCENE OF THE COUNTRY BETWEEN KAMA AND VYCHEGDA

Л.Р. Семенова

ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия
ljudmilasemenova@mail.ru

L.R. Semenova

FGBU VSEGEI, St. Petersburg

На междуречье Камы и Вычегды, в пределах республики Коми, мощность четвертичных образований не превышает 60 м, максимальная – 235,0 м (рис. 1). Определение возраста методом ОСЛ выполнялись в Институте геологии Таллиннского технического университета, палинологический анализ – Т.И. Марченко-Вагаповой («Институт геологии Коми НЦ УрО РАН»), гранулометрический 19-ти фракционный анализ, определения возраста радиоуглеродным методом (ЦЛ ФГУП «ВСЕГЕИ»).

Территория неоднократно подвергалась оледенениям, сохранился ранненеоплейстоценовый (помусовский) ледниковый комплекс и два средненеоплейстоценовых. Корреляция ледниковых комплексов показала, что ледниковые образования позднего неоплейстоцена не достигали междуречья Вычегда – Кама, но существенно влияли на условия седиментации в их бассейнах. Льды поступали из двух центров – Скандинавского, расположенного на северо-западе от территории, и Новоземельского, распространявшегося с северо-востока.

В печорское время (первое средненеоплейстоценовое оледенение) территория листа покрывалась льдами, преимущественно, Новоземельского ледника, в вычегодское (второе средненеоплейстоценовое оледенение) – Скандинавского; новоземельские льды достигали только северо-восточной части. Сложное взаимодействие ледников, последовательность формирования ледовых потоков хорошо читаются по ориентировке и конфигурации комплексов краевых и осцилляторных образований.

В вычегодское время свободным ото льда оставался лишь юго-восток листа – бассейн современной Верхней Камы. Возраст ледниковых отложений подтвержден датировкой в разрезе Кам-21 – 143,0±25,0 (RLQG-2127-123).

В периоды трансгрессий, в межледниковья, условия седиментации развивались по одному и тому же сценарию. После исчезновения льдов, еще при низком уровне вод в морских бассейнах, формировался инстративный аллювий. По мере развития трансгрессий изменялся гидродинамический режим и седиментация происходила в условиях полупроточных озер – формировался лимноаллювий. Такие серии осадков отмечены для вишерского времени (ранний неоплейстоцен), родионовского и чирвинского (средний неоплейстоцен), сулинского (поздний неоплейстоцен, первая ступень) и, в гораздо меньшей степени, бызовского (поздний неоплейстоцен, третья ступень).

В условиях оледенений, на его начальных и завершающих стадиях, когда льды подпруживали реки, уровень воды в реках, скорее всего, превышал межледниковые уровни. Условия седиментации вновь приближались к бассейновым. Это происходило и в позднем неоплейстоцене, когда льды не достигали междуречья Кама – Вычегда.

Современная речная сеть начала формироваться в сулинское время. Как и сулинский, бызовский аллювий перекрывались в периоды подпруживания водами приледниковых бассейнов, таким образом, были сформированы третья и вторая террасы на всей территории листа, кроме бассейна Камы. Там формирование второй террасы совпало с формированием третьей на остальной территории, а формирование первой – со временем формирования второй террасы.

Третья надпойменная терраса формировалась в условиях подпруживания льдами р. Вычегда в лайское время, как озерная, ледниково-озерная приледниковая по аналогии с озером Коми-1 в долине р. Печоры. Абсолютные отметки поверхности террасы – 115–120 м, по некоторым данным – до 130 м. В долинах водотоков бассейна Вычегды с абсолютными отметками более 115 м формировались третьи надпойменные террасы аллювиальные и лимноаллювиальные (соровые) лайские. Еще

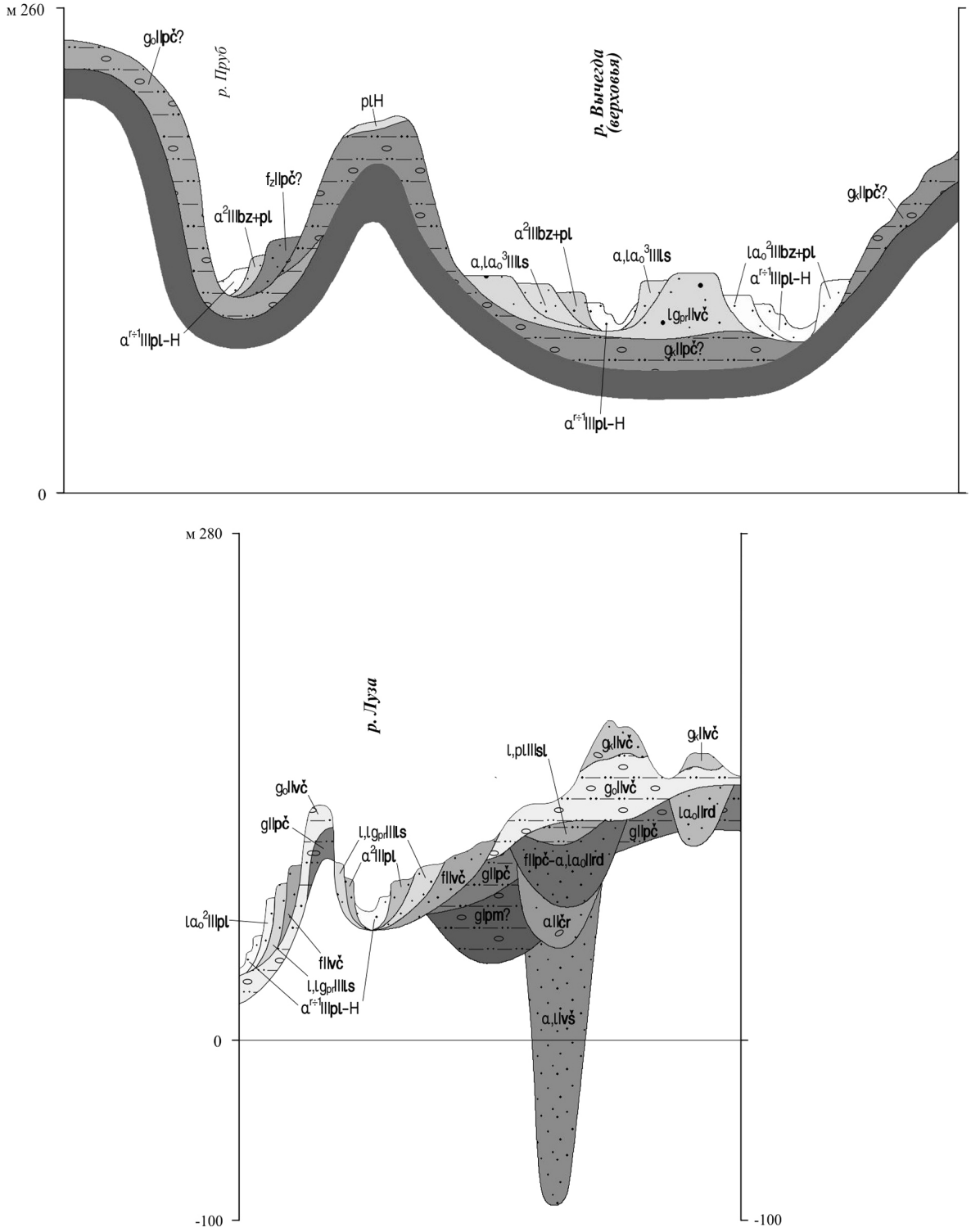


Рис. 1. Схематические разрезы.

Условные обозначения: Нижнее звено: a,lIvš – аллювий и лимний вишерского горизонта; lgIpm – гляциолимний и gIpm? – морена помусовского горизонта. Среднее звено: aIIčr – аллювий чирвинского горизонта; f_zIIpč – зандровый флювиогляциал, g_kIIpč – краевая морена, g_oIIpč – основная морена, gIIpč – морена печорского горизонта; la_oIIrd лимноаллювий родионовского горизонта; fIIpč- la_oIIrd – нерасчлененные отложения; lg_{pr}IIvč – гляциолимний приледниковый, fIIvč – флювиогляциал, g_oIIvč – основная морена, g_kIIvč – краевая морена вычегодского горизонта. Верхнее звено: l,plIIIsl – лимний и палюстрий сулмнского горизонта, a,la_o^3IIIls – аллювий и лимноаллювий, третья надпойменная терраса, l,lg_{pr}IIIls – лимний и гляциолимний лайского горизонта, la_o^2IIIpl – лимноаллювий, вторая надпойменная терраса, a^2IIIpl – аллювий, вторая надпойменная терраса полярного горизонта; la_o^2IIIbz+pl – лимноаллювий, вторая терраса, a^2IIIbz+pl – аллювий, вторая терраса. Голоцен: plH – палюстрий. Верхнее звено-голоцен: $a^{r\div1}$IIIpl-H – аллювий, русловые, пойменные отложения и первой надпойменной террасы

выше по течению в основании террас, преимущественно, аллювиальных присутствуют сулинские отложения, поэтому возраст отложений определен как сулинско-лайский. Возраст отложений подтвержден геохронологически – 94±10,0 (RLQG-2129-123), 84,5±7,6 тыс. лет (RLOG-2261-084), 49,3±3,7 тыс. лет (RLOG-2130-123).

Вторая надпойменная терраса также имеет фациальные различия, зависящие от уровня полярного приледникового палеобассейна, который не превышал 105 м. Ближе к западной рамке листа в долине Лузы формировались лимно-аллювиальные (соровые) отложения. Выше по течению вторая надпойменная терраса сложена аллювиальными фациями, сформировавшимися в полярное время (аллювий в долине р. Луза ниже по течению от дер. Занулье). Еще выше по течению, за пределами влияния условий подпруживания бассейна р. Вычегда, вторая надпойменная террасы приобретает двухчленное строение – нижняя часть сложена бызовским аллювием, верхняя – полярным.

После прорыва приледниковых вод последнего ледника на север начала формироваться первая надпойменная терраса. Получены следующие датировки методом ОСЛ – 15,7±1,2 тыс. лет (RLOG-2390-105), 15,6±1,2 (RLOG-2389-105), 9,9±0,7 тыс. лет (RLOG-2296-015).

Работа является результатом составления Государственной геологической карты листа P-39 (Сыктывкар) м-ба 1:1 000 000 (2011–2015 гг.).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ

PALEOGEOGRAPHY OF THE MANYCH PASSAGE DURING LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE

Д.В. Семиколенных[1], Х.А. Арсланов[2], Е.И. Игнатов[1], В.Л. Лукша[3], Т.А. Янина[1]

[1] Географический факультет МГУ, Москва, Россия
geography@inbox.ru
[2] Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
arslanovkh@mail.ru
[3] Геологический факультет МГУ, Москва, Россия
paleo@inbox.ru

D.V. Semikolennykh[1], Kh.A. Arslanov[2], E.I. Ignatov[3], V.L. Luksha[4], T.A. Yanina[5]

[1,3,5] Geographical faculty, MSU, Moscow, Russia
[2] Institute of the Earth sciences, SPbSU, St. Petersburg, Russia
[4]Geological faculty, MSU, Moscow, Russia

Цель работы – палеогеографические реконструкции развития акватории Керченского пролива в позднем плейстоцене – голоцене на основе малакофаунистического анализа керна четырех скважин из района косы Тузла, пробуренных при проектировании моста через Керченский пролив.

Строение керна скважин (№№ 93, 95, К4-53 и К3-14), пробуренных на разных участках косы Тузла, близко по своему фациально-литологическому и малакофаунистическому составу. В нижней части керна (45–40 м) выделены осадки, включающие представителей пресноводной малакофауны родов *Viviparus, Valvata, Unio*, *Dreissena polymorpha* и слабосолоноватоводные виды *Monodacna caspia.* Состав комплекса свидетельствует о значительном влиянии пресных вод в районе современного пролива, а редкое присутствие каспийских монодакн – о поступлении каспийских вод. Отложения отвечают новоэвксинскому этапу в истории Черного моря, когда выдвинувшаяся в район современного Керченского пролива устьевая область реки Дон постепенно превращалась в бассейн лиманного типа в результате развития новоэвксинской трансгрессии и сброса хвалынских вод Каспия через

Манычский пролив. Этот этап развития Керченского пролива отвечает эпохе начала деградации поздневалдайского оледенения Русской равнины (МИС 2).

Наблюдающееся выше по разрезу керна чередование комплексов пресноводных (*Unio* sp., *Viviparus* sp., *Valvata* sp.), солоноватоводных (*Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*) и морских (*Cerastoderma glaucum*, *Cerastoderma* exiguum, *Chione gallina*, *Mytilater lineatus*, *Ostrea edulis* и др.) моллюсков указывает на первое достижение водами черноморской трансгрессии, начавшейся с поступления вод Средиземного моря через Босфор, района Керченского пролива и неустойчивый уровенный режим бассейна, выразившийся усилением или ослаблением влияния пресных вод со стороны Дона. Датирование образца пресноводной и каспийской слабо солоноватоводной фауны радиоуглеродным методом с глубины 47,5–47,8 м из керна скважины № К4-53 показало, что как минимум до 10 110±330 кал. лет акватория Керченского пролива испытывала влияние только вод р. Дон и каспийских вод хвалынской трансгрессии.

Увеличение в составе фаунистических комплексов количества средиземноморских эвригалинных видов является показателем постепенного повышения уровня трансгрессии и заполнением района пролива морскими водами с вытеснением слабосолоноватоводных видов моллюсков в опресненные участки бассейна. С глубины керна выше 33,0 м в скважине № К3-14; 35,4 м в скважине № К4-53; 23,1 м в скважине № 95 и 20,2 м в скважине № 93 в составе фаунистических сообществ широкое распространение уже получают эвригалинные и умеренно эвригалинные средиземноморские виды. Очевидно, он отвечает каламитскому этапу в развитии голоценовой трансгрессии Черного моря, установленному Л.А. Невесской [1965], или новочерноморской трансгрессии, выделенной в истории Черного моря П.В. Федоровым [1978].

Новочерноморская трансгрессия, по заключению П.В. Федорова, была этапом самого высокого уровня моря (на 2 м выше современного) в голоцене с самой высокой соленостью для голоценовой эпохи и вспышкой развития в нем средиземноморских видов. Согласно представлениям Л.А. Невесской, повышение уровня, нарастание солености и увеличение видового разнообразия малакофауны в голоцене шло постепенно. Полученные нами результаты ближе к мнению П.В. Федорова. Горизонты, включающие наибольшее количество морских стеногалинных видов в скважинах № 93 на глубине 15,00–15,10 м и № 95 20,00–20,10 м были датированы радиоуглеродным методом, их возраст составил 5530±120 и 6020±140 кал. лет, что соответствует времени новочерноморской трансгрессии по П.В. Федорову, а возраст горизонта в скважине № К3-14 на глубине 12,5–13,0 м с включениями только раковин эвригалинных моллюсков составил 2570±140 кал. лет, что можно соотнести с фазой фанагорийской регрессии, во время которой произошло снижение уровня моря [Федоров, 1978], с некоторым опреснением акватории Керченского пролива за счет увеличившегося влияния вод р. Дон.

Таким образом, на основе малакофаунистического анализа верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Керченского пролива выделены этапы, отражающие крупные палеогеографические события в истории пролива. (1). Новоэвксинская регрессия, имевшая место в поздневалдайскую ледниковую эпоху. Азовское море представляло собой низменную прибрежную равнину, устье р. Дон располагалось в районе современной шельфовой зоны Черного моря. В районе современного пролива обитала пресноводная фауна. (2). Новоэвксинская трансгрессия, начавшаяся в эпоху деградации оледенения. Керченский пролив представлял собой бассейн лиманного типа с пресноводными и каспийскими слабосолоноватоводными моллюсками. Присутствие последних свидетельствует о сбросе каспийских (хвалынских) вод. (3). Снижение уровня новоэвксинского бассейна в результате стока его вод в Средиземноморский бассейн при достижении уровня Босфорского порога. Это событие отражено в составе малакофауны сменой каспийских слабосолоноватоводных видов пресноводными. Как минимум до 10 110±330 лет акватория Керченского пролива испытывала влияние только вод р. Дон и каспийских вод хвалынской трансгрессии. (4). Черноморская трансгрессия, начавшаяся с развитием межледниковой голоценовой трансгрессии Мирового океана. В составе фауны она отражена появлением средиземноморских моллюсков. Стадийность поступления средиземноморских вод в черноморскую котловину и постепенное увеличение его солености привели к последовательному распространению в бассейне средиземноморских видов – от эвригалинных до умеренно эвригалинных и умеренно стеногалинных. Выделен новочерноморский этап развития – этап повышенной солености и самого богатого биоразнообразия средиземноморских видов моллюсков, возраст которого определен в 5530±120 и 6020±140 лет. Выделен этап фанагорийской регрессии около 2570±140 лет назад, отраженный в составе фауны увеличившимся влиянием вод р. Дон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РГО, проект «Комплексная экспедиция Дельты рек юга России».

Список литературы

1. *Невесская Л.А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.

2. *Федоров П.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

«БАЛОЧНЫЙ АЛЛЮВИЙ» ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ | BULK ALLY OF THE VYATSKO-KAMA INTERDUIT

А.В. Сергеев

ФГБОУ ВО «Удмуртский государственный университет», Ижевск, Россия
cylph@rambler.ru

A.V. Sergeev

Udmurt State University, Izhevsk, Russia

Балочные формы образуются преимущественно временными водотоками, реже постоянными водотоками при обязательном активном участии склоновых процессов. Разные морфология, история образования и развития, возраст, климатоландшафтные условия неоплейстоцена и голоцена, местные геолого-орографические и антропогенные факторы способствуют появлению различий в строении балочных отложений. Эти различия говорят о полигенетическом характере балочных отложений.

Общие черты отложений овражно-балочных систем упоминаются в работах В.В. Докучаева («овражный аллювий», 1878), А.П. Павлова («делювий», 1898), А.А. Величко («балочный аллювий», 1961), А.С. Козменко (1963), Е.В. Шанцера («делювиально-аллювиальные отложения», 1951, 1966), А.И. Скоморохова (1990), В.П. Бондарева (1998) и др. Наиболее полно эволюцию балочных форм отражает делювиально-аллювиальный генезис осадков. С течением времени в балкахисчезают русловые фации, все большую роль начинают играть делювиальные фации и пролювиальные накопления конусов выноса притоков. Русловой аллювий растворяется в толще делювиальных образований.

Как известно, генетический тип объединяет комплексы осадков, родственных по общим законам строения и истории формирования. Он выделяется, если состав отложений определяется во всех своих решающих особенностях конкретным процессом. Таким образом, осадочные образования, выполняющие балочные формы, обособляются в самостоятельный парагенетический тип, который предлагаем назвать *транслювием* (transluo – перемываю). Это комплекс балочных осадков, сформированных в результате их перемывания временными водотоками. Они обладают сходными структурно-текстурными чертами: преобладающий супесчано-суглинистый состав, низкая сортировка, слабая окатанность грубообломочного материала, плохо выраженная слоистость.

Таблица

Группа	Склоновая		Донная		Почвенная		Устьевая
Подгруппа	*Dl*	*Cl*	*Pl*	*Al*	*Д*	*П*	
Вид фации	d^4 nd^4 d^3 ds^3 ed^{2-4}	c^4 dc^4	pd^4 np^4 dp^{3-4} pd^3 ps^3	ap^4 ca^{3-4} cpd^4 pa^{3-4}	$ДК^4$ $ДА^4$ $ДЛ^4$ $СЛ^4$ $ДК^4_{atl}$ $Д^4_{atl}$	$П^4$ $ДП^4$ $ДП^{4atl}$ $П^3$ $ДП^3$	p^4 $p^3(ps^3)$ np^4 lp

Расшифровка в тексте.

Внутренние различия позволяют расчленить транслювий на ряд фаций (таблица). Оформляются следующие группы фаций: 1 – склоновая, 2 – донная, 3 – почвенная, 4 – устьевая [Сергеев, 2004]. Подгруппы выделяются по текстурно-генетическим

признакам, виды фаций – по литологическим признакам. Каждой соответствует вид отложений, выделяемый по механическому составу с характерными чертами, указывающие на климато-динамические условия ее формирования.

Фациисклонов представлены делювиальными, делювиально-солифлюкционными и коллювиальными образованиями, объединенные в две подгруппы – делювиальную и коллювиальную.

Фация *современного гумидного делювия* (d^4) отличается легким механическим составом и наличием гумусированных прослойков. Фация *делювиального наилка* (nd^4) выделяется намытой почвой. *Перигляциальный делювий* (d^3) несет следы криотурбаций. Фации *балочной солифлюкции* (ds^3) отличаются тяжелым механическим составом со следами перигляциальных условий. *Водораздельная* фация (ed^{2-4}) наблюдается в основании разреза ложбин, достигающих седловин водораздельных пространств. *Осыпная* фация (коллювий, c^4) в чистом виде встречается только при наличии активных вложенных оврагов. *Делювиально-коллювиальные* осадки (dc^4) имеют легкий механический состав, это фация оплывания склонов. Перечисленные склоновые фации заметными переходами сочленяются с фациями отложений днищ БФ и постепенными переходами с образованиями склонов водосборов.

Донная группа фаций включает комплекс осадков, выполняющих днища балочных форм, объединяемые традиционным понятием «балочный аллювий». Она включает две подгруппы – пролювиальную и аллювиальную. Фация *гумидного балочного аллювия* (pd^4) отличается косой слоистостью, линзами песка и дресвы. Фация *пролювиального наилка* (np^4) – антропогенной пачки балочного аллювия – характеризуется легким составом, часто сгумусированными прослоями и древесными угольками, иногда с техногенными включениями. Фация *перигляциального балочного аллювия* (pd^3) отличается от гумидного следами солифлюкции и криотурбаций. Фации *микроконусов выноса* (dp^{3-4}) наложенных пачек притоков-отвершков отличаются худшей сортировкой и перекрестной слоистостью, нередко бывают оторфованными. Пролювиально-солифлюкционные суглинки фации *перигляциального пролювия* (ps^3) имеют выраженные следы солифлюкции. На балочной пойме образуется аллювиально-пролювиальная *пойменная* фация (*суходолов*) горизонтально-слоистых суглинков, часто оглеенных (ap^4). По дну вторичных оврагов образуется коллювиально-аллювиальная фация *овражного аллювия* (ca^{3-4}) из полууглова тых обломков в супесчано-суглинистом заполнителе. Фация *ливневых осадков* (cpd^4) имеет косослоистую перекрестную текстурус линзами дресвы, включениями растительности и намытой почвы. При наличии ручья формируется русловая фация *постоянных ручьев* легкого состава (pa^{3-4}).

Почвенная группа состоит из фаций погребенных и современных почв, образующихся в периоды стабилизации эрозионно-аккумулятивных процессов. *Неоплейстоценовая* погребенная почва, сформировавшаяся в эпохи межледниковий, отличается более легким составом и криогенными текстурами. Обычно встречается подзолистая почва ($П^3$), реже – дерново-подзолистая ($ДП^3$). *Раннеголоценовая* погребенная почва, вероятно, фиксирующая атлантический оптимум голоцена, имеет мощный дерновый горизонт и высокое содержание гумуса. Наиболее распространенным типом является дерново-подзолистый ($ДП^4_{atl}$), реже встречаются дерновый ($Д^4_{atl}$) и дерново-карбонатный ($ДК^4_{atl}$). *Современная* почва, как правило, отличается незначительной мощностью и наличием следов размыва. Преобладающим типом является дерново-подзолистый ($ДП^4$), реже встречаются серые лесные ($СЛ^4$), дерново-луговые ($ДЛ^4$), дерново-карбонатные ($ДК^4$), в балочных формах с постоянными водотоками – дерново-аллювиальные ($ДА^4$).

Устьевая группа. Фация *гумидного пролювия* (p^4) отличается повышеннойгумусированностью. Фации *пролювиального наилка* (np^4) и *перигляциального пролювия* (p^3 или ps^3) встречаются как в днищах балок, так и в конусах выноса. В случае заболачивания формируется лимно-пролювиальная (lp) фация *подпруживания* со следами оглеения и ожелезнения, оторфования.

Таким образом, транслювий представляет собой парагенетический тип четвертичных осадков. Особенности его состава и строения сформировались путем перемывания балочных отложений водотоками разной динамики.

Список литературы

1. *Сергеев А.В.* Фациальная расчлененность балочных отложений // Эрозионные, русловые процессы и проблемы гидроэкологии. Материалы V семинара молодых ученых ВУЗов, объединяемых Советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Брянск-Москва, 2004. С. 189–194.

ИСКОПАЕМАЯ ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПЕЩЕРЫ ЛОГОВО ГИЕНЫ (ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕН, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ)

FOSSIL FAUNA OF SMALL MAMMALS OF THE HYENA DEN CAVE (LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE, NORTHWESTERN ALTAI)

Н.В. Сердюк

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия
natalyserdyu@yandex.ru

N.V. Serdyuk

Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Пещера Логово Гиены расположена в Северо-Западном Алтае в бассейне р. Иня. Пещера находится в верхней части суходольного лога в 3 км севернее от пещеры Страшная [Serdyuk, Zenin, 2016]. Экспозиция входа юго-западная, высота над урезом р. Тигирек составляет 115 м [Васильев и др., 2008]. Пещера представляет собой карстовую полость в известняковых массивах, от достаточно просторного центрального грота отходит боковая северная галерея, узкая и сырая. Пещера была обнаружена в 1969 г. отрядом Института филологии и философии СО РАН под руководством Н.Д. Оводова.

Детальные результаты нескольких лет исследований ископаемой фауны пещеры Логово Гиены в основном касаются крупных млекопитающих. Первый шурф в Логове Гиены был заложен в 1969–1970 гг. на предвходовой площадке вдоль северо-западной стенки, было выделено 3 слоя [Галкина, Оводов, 1975]. Позже исследовались и предвходовая площадка, и выборочные пункты отложений внутри пещеры, тогда было выделено 4 слоя [Васильев и др. 2006]. Выяснилось, что пещера сильно пострадала от «черных палеонтологов», а потому в 2008 г. в обнаруженных непотревоженных отложениях вдоль осевой линии центральной галереи был заложен еще один продольный разрез протяженностью 3 м. Общая мощность вскрытой толщи составила от 0,5 м до 1,2 м на разных участках. В.А. Ульяновым было выделено и подробно описано 6 слоев [Васильев и др. 2008]. В непоторевоженных отложениях хорошо прослеживается перерыв в осадконакоплении между 3 и 2 слоем.

Датирование костей крупных млекопитающих радиоуглеродным методом из 2 слоя шурфа 2006 г. (сделано 7 дат) показывает их возраст от 32 до 34 тыс. лет назад [Васильев и др. 2007] и от 25 до 45 тыс. лет из 2 слоя шурфа 1969–70 гг. [Галкина, Оводов, 1975].

Такой разброс можно объяснить следующим образом. Во-первых, выделение слоев до 2008 г. былоусловным и без учета литологических характеристик. Авторами по-разному указываются цвета слоев и их мощность. Соотношение выделенных слоев со слоями из шурфов прежних лет представлено нами в таблице 1. Во-вторых, возможно захоронение выбранных образцов не in situ или перемещение их вследствие роющей деятельности животных. Для уточнения возраста отложений

Таблица 1

Схема соотношения выделенных слоев со слоями из шурфов прежних лет

Шурф 1969–1970 гг.	Разрез 2008 г.	Шурф 2006 г.
1 слой	1 слой	1 слой
	2 слой	
2 слой	3 слой	2 слой
	4 слой	
	5 слой	3 слой
3 слой	6 слой	4 слой

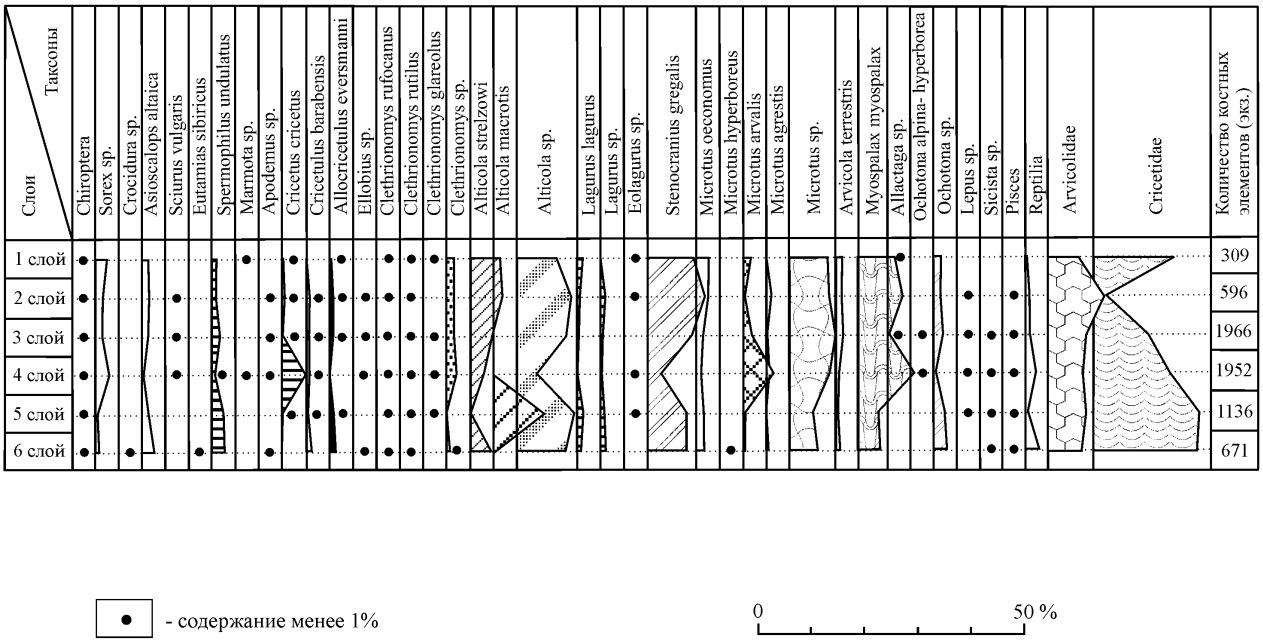


Рис. 1. Общий состав мелких позвоночных в пещере Логово Гиены

пещеры Логово Гиены необходимо датирование именно непотревоженных пластов.

Для получения материала по мелким позвоночным грунт из пещеры послойно просеивался на ситах с ячеями 0,1×0,1 см с последующей промывкой. В результате работы было получено более 6 тыс. костных остатков различных мелких позвоночных (см. рис. 1).

Слои 1 и 2 схожи по незначительному объему костного материала, составу видов и степени фоссилизации. Преобладающими видами являются полевки: скальные (рода Alticola) и узкочерепные (Stenocranius gregalis), алтайский цокор (Myospalax myospalax), малочисленны хомяки: барабинский (Cricetulus barabensis), Эверсманнов (Allocricetus eversmanni), обыкновенный (Cricetus cricetus), пеструшки. В 3 слое увеличивается количество тушканчиков (род Allactaga), несколько возрастает доля пищух (род Ochotona). В 4 слое – максимальное количество остатков землероек (род Sorex) и обыкновенного хомяка. В 5 слое наблюдается пик обнаружения остатков большеухой скальной полевки (Alticola macrotis). В 6 слое велика доля пищух и длиннохвостого суслика (Spermophilus undulatus). В каждом слое доминирующими являются скальные и узкочерепные полевки, предпочитающие альпийские и субальпийские луга, алтайский цокор, населяющий степи. Доля петрофилов-пищух незначительна, как и доля жителей открытых пространств: суслика и степной пеструшки (Lagurus), мышовок (Sicista), желтой пеструшки (Eolagurus), сурка (Marmota), тушканчиков, хомяков. Доля летучих мышей также менее 1%. Несмотря на ярко выраженную мозаичность состава мелких млекопитающих, вызванную разнообразием ландшафтов Северо-Западного Алтая, ископаемая фауна свидетельствует о преобладании открытых биотопов в период накопления осадков пещеры Логово Гиены. Морфологическое строение зубов грызунов из 1–2 слоя пещеры прогрессивное. Зубы полевок из слоев 3–6 имеют примитивное строение, характерное для животных позднего плейстоцена. Вероятно, условная граница между плейстоценом и голоценом проходит между 2 и 3 слоями.

В результате проведенного исследования показано:

1. Слои 1–2 пещеры Логово Гиены относятся к голоцену, слои 3–6 – к плейстоцену.

2. Преобладающими ландшафтами в районе пещеры являлись луговые и злаковые степи. Кустарничковые сообщества были выражены не сильно. Распространение лесов было незначительно.

3. Климат был мягкий без резких температурных перепадов и засух.

Список литературы

1. *Васильев С.К., Оводов Н.Д., Мартынович Н.В.* Новые палеотериологические исследования пещеры Логово Гиены (северо-западный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН. 2006. Т. XII. Ч. I. С. 43–49.

2. *Васильев С.К., Л.А. Орлова, Сердюк Н.В.* Позднеплейстоценовая териофауна пещеры Логово гиены (Западный Алтай) // Тезисы докладов IV Международной мамонтовой конференции. Якутск, 2007. С. 38–39.

3. *Васильев С.К., Ульянов В.А., Сердюк Н.В., Зенин А.Н.* Новые данные о пещере Логово гиены (Северо-западный Алтай) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАиЭ СО РАН, 2008. С. 21–25.

4. *Галкина Л.И., Оводов Н.Д.* Антропогеновая териофауна пещер Западного Алтая // Систематика, фауна, зоогеография млекопитающих и их паразитов. Изд-во Новосибирск: «Наука», 1975. С. 165–180.

5. *Serdyuk N., Zenin A.* Small mammals from the Strashnaya cave (Northwest Altai, West Siberia, Russia) // Quaternary International. 2016. V. 406. P. 162–168.

НАКОПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПОЛНЕНИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ

ORGANIC CARBON ACCUMULATION IN THE FILLING OF THE LATEGLACIAL EROSIONAL NETWORK

А.Ю. Сидорчук[1], А.В. Панин[1, 2], О.К. Борисова[2]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
fluvial05@gmail.com
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия

A.Yu. Sidorchuk[1], A.V. Panin[1, 2], O.K. Borisova[2]

[1] Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Эрозионная сеть Восточно-Европейской равнины в основных чертах сформировалась в периоды катастрофического увеличения поверхностного стока воды. Катастрофический сток воды возникал при переходе от оледенения к межледниковью, когда происходило некоторое увеличение слоя осадков, а потери стока на испарение и инфильтрацию все еще были минимальными. Во время валдайского позднеледниковья годовой сток воды на южном мегасклоне Восточно-Европейской равнины был в 2–4 раза больше современного, а максимальные расходы воды – в 5–7 раз больше. В условиях разреженной растительности эрозионный эффект такого стока был предельно высок. В речных долинах формировались реки с шириной русла в 10–15 раз больше, чем у соответствующих современных рек. На склонах формировались глубокие овраги; густое эрозионное расчленение доходило почти до водоразделов. Продолжительность периода катастрофического стока была невелика – 2–3 тысячи лет, однако его геоморфологический эффект определил современное строение русловой и эрозионной сети. В этот период образовались так называемые унаследованные поймы, ширина которых намного превосходит современный пояс меандрирования. Тогда же сформировалась и ложбинно-балочная сеть на склонах речных долин. В дальнейшем этот эрозионный вырез заполнялся наносами.

Объем эрозионного выреза складывается из объема русел в днищах речных долин и объема эрозионного выреза на склонах речных долин. Упрощенный метод оценки этих величин для современности и позднеледникового времени рассмотрим на примере бассейна р. Дон. Для современных рек бассейна р. Дон объем русла V_f(м^3) длиной L_0 (м) при уровне руслонаполнения равен

$$V_f = 0.00087 L_0^2 . \quad (1)$$

В бассейне р. Дон насчитывается 1772 постоянных водотока длиной от 1870 до 10 км. Суммарный объем современной русловой сети постоянных водотоков при уровне руслонаполнения составляет 9.87 км^3 при суммарной площади русел 2300 км^2.

Площади живого сечения при руслонаполнении позднеледниковых палеорусел Сейма, Свапы, Хопра и Москва-реки были определены по результатам бурения на перекатах этих палеорусел. Современ-

ные русла рек в этих створах характеризуются в среднем в 5 раз меньшей площадью живого сечения, чем позднеледниковые. Если использовать это соотношение, то объем сети русел в днищах речных долин бассейна р. Дон в позднеледниковье составлял 49.38 км^3 при суммарной площади русел 5500 км^2. Соответственно, объем заполнения этой русловой сети составляет около 39.5 км^3.

Объем эрозионного выреза балок и ложбин длиной L_0 на склонах речной долины равен

$$V_b = 0.15 H_0 L_0^{1.6}. \quad (2)$$

Здесь H_0 – перепад высот между устьем и вершиной балки (м). Количество балок $N_{\Delta L}$ в заданном диапазоне длин ΔL для некоторого j-того водосбора рассчитывается по формуле

$$N_{\Delta L} = 0.89 M_j K L_{0mean}^{-2-0.89K} \Delta L. \quad (3)$$

Здесь M – суммарная длина долинно-балочной сети для водотоков длиной более 1 км, K – густота долинно-балочной сети для j-того водосбора. Тогда объем балочной сети бассейна р. Дон можно рассчитать как сумму объемов балок $V_{b\Delta L}$ в диапазоне длин 1–10 км по формуле

$$\sum_j V_{b\Delta L} = \sum_j V_{bmean} N_{\Delta L} = \\ = 0.13 \sum_j \frac{M_j K_j H_{0j}}{0.89K - 0.6} \left(10^{-0.89K+0.6} - 1\right). \quad (4)$$

Суммарный объем современных балок составил 220 км^3 при площади днищ 12 650 км^2.

Суммарная длина и распределение длин для русловой сети в днищах долин для водотоков длиной менее 10 км по сравнению с позднеледниковьем изменились незначительно, так как современные балки в основном наследуют древние. Глубина позднеледникового эрозионного вреза H_{0LGT} была в среднем на треть больше современной. Объем позднеледниковой эрозионной сети в бассейне Дона составлял 290 км^3; объем заполнения эрозионных форм к настоящему времени составил около 70 км^3.

Согласно данным бурения и радиоуглеродного датирования отложений в балке Переполье в бассейне р. Хопер у п. Поворино, нижние 20–30% отложений (в основном суглинков) накопились за позднеледниковое время (начиная приблизительно с 13 300 калибр. л.н.) [Сидорчук и др., в печати]. В этих отложениях в среднем содержится 0.65% органического углерода, что составляет около трети начального содержания углерода. Оценка уменьшения содержания органического вещества погребенных почв (скорости минерализации) P_C (%) за время t (годы) проведена по формуле

$$P_C = 100 t^{-0.12}, \quad (5)$$

выведенной по данным, собранным И.В. Ивановым [1992].

Верхняя часть отложений представлена тяжелыми суглинками темно-серого и черного цвета. Радиоуглеродные датировки, полученные из разных слоев этой толщи, близки друг к другу и лежат в диапазоне 5700–6100 калибр. л.н. С большой степенью вероятности, они отражают возраст смытых с водосбора почв, тогда как собственно эрозионный смыв произошел позднее. Эти суглинки содержат 2.3% органического углерода, что, согласно расчетам по формуле (5), составляет около 40% его первоначального содержания.

Таким образом, к началу голоцена в отложениях заполнения переуглубленной эрозионной сети было отложено около 0.56 млрд т органического углерода, из которых около 0.4 млрд т к настоящему времени было минерализовано; эмиссия углекислого газа в ходе минерализации составила около 1.8 млрд т. В течение голоцена было накоплено около 5 млрд т органического углерода, из которых к настоящему времени минерализовано около 3 млрд т; эмиссия углекислого газа составила около 11 млрд т.

Исследования проведены по теме «Эволюция и трансформация эрозионно-русловых систем в условиях изменения природной среды и антропогенных нагрузок (ГЗ)» (А.Ю. Сидорчук) и по проблеме П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое» (А.В. Панин и О.К. Борисова).

Список литературы

1. *Иванов И.В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 145 с.

2. *Сидорчук А.Ю., Панин А.В, Борисова О.К., Еременко Е.А.* Геоморфологические подходы к оценке величины речного стока в геологическом прошлом. Статья 3. Анализ структуры сети водотоков // Геоморфология (в печати).

НОВОСТИ ИЗУЧЕНИЯ БИОТЫ АНГИНСКОЙ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ ТОЛЩИ ПРИБАЙКАЛЬЯ (РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН, БАССЕЙН ВЕРХНЕЙ ЛЕНЫ)

NEW BIOTIC DATA ON THE ANGA FLUVIATILE FORMATION IN CIS-BAIKALIA (EARLY PLEISTOCENE, UPPER REACHES OF LENA RIVER)

А.В. Сизов[1], А.М. Клементьев[1], П.Д. Фролов[2], А.С. Тесаков[2], Н.В. Зеленков[3], Е.В. Сыромятникова[3], Е.Д. Никулина[4], В.В. Бурова[4]

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[3] Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия
[4] Иркутский Государственный Университет, Иркутск, Россия
klem-al@bk.ru, alpinefox@yandex.ru, tesak@ginras.ru, nzelen@paleo.ru

A.V. Sizov[1], A.M. Klementiev[1], P.D. Frolov[2], A.S. Tesakov[2], N.V .Zelenkov[3], E.V. Syromyatnikova[3], E.D. Nikulina[4], V.V. Burova[4]

[1] Institute of Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia
[2] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[3] Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia
[4] Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Ангинский аллювий был выделен Н.А.Логачевым в разрезах по р. Анге, в верховьях р. Лены. Аллювиальная толща мощностью до 20 м слагает в этом районе цоколи речных террас [Логачев и др., 1964; Равский и др., 1964]. Малакофауна с теплолюбивыми моллюсками *Corbicula* и единичные находки крупных млекопитающих (*Dicerorhinus* sp., *Equus* sp.) дали основание коррелировать ангинскую фауну с тираспольским фаунистическим комплексом [Логачев и др., 1964]. Работами О.М. Адаменко, Р.С. Адаменко и др. древние аллювиальные толщи по рр. Анге и Манзурке были охарактеризованы фаунами мелких млекопитающих [Адаменко, 1975; Адаменко и др., 1980; Трофимов и др., 1995; Покатилов, 2012], относящимся к хапровскому (поздняя фаза) и таманскому s.l. (ранняя фаза) фаунистическим комплексам и отвечают раннему плейстоцену, гелазию и началу калабрия. Состав и степень эволюционного развития полевок позволяют выделять в ангинской толще два разновозрастных горизонта с ассоциациями гипсодонтных *Mimomys-Borsodia* (позднехапровский уровень) и *Allophaiomys-Prolagurus* (раннетаманский комплекс).

В 2016–2017 гг. авторы изучали разрезы Малые Голы и Рыково. Наши сборы по малакофауне воспроизводят старые данные по таксономическому составу моллюсков из корбикульных слоев. Всего из ангинского аллювия описано 33 вида моллюсков, 31 из которых встречены в разрезе Малые Голы [Попова, 1981 и др.]. Они принадлежат родам *Valvata*, *Lymnaea*, *Planorbis*, *Planorbarius*, *Anisus*, *Gyraulus*, *Armiger*, *Helicorbis*, *Succinea*, *Cochlicopa*, *Vertigo*, *Vallonia*, *Discus*, *Anodonta*, *Corbicula*, *Amesoda*, *Pisidium*, *Euglesa*. Наши материалы выявили также рода *Bathyomphalus* и *Columella*, ранее не описанные для фауны местонахождения. Новые материалы по фауне позвоночных (рыб, амфибий, птиц, млекопитающих) из разреза Малые Голы получены из аллювиальной пачки с *Corbicula* в верхней части разреза. Фаунистическая ассоциация включает: Pisces; Amphibia: *Salamandrella* sp., *Strauchbufo raddei*, *Rana* cf. *amurensis*, Ranidae indet.; Aves: Podicipedidae gen., Rallidae gen., Scolopacidae gen., Anatidae gen., Turdidae gen.; Mammalia: *Mustela* sp., Soricidae gen., *Hypolagus* sp., cf. *Urocitellus* sp., *Trogontherium* cf. *boisviletti*, *Borsodia* ex gr. *newtoni-prolaguroides*, *Mimomys* ex gr. *tornensis*, *M.* sp., *Capreolus* sp., *Equus* ex gr. *stenonis*. Сходная малако- и териофауна позднехапровского уровня собрана также в разрезе у с. Рыково. В покровном делювии Малых Голов впервые найдены остатки пещерного льва *Panthera spelaea*, вида-индекса мамонтового фаунистического комплекса позднего плейстоцена.

Биота второй половины гелазия Прибайкалья позволяет реконструировать относительно мягкие климатические условия со среднегодовыми тем-

пературами не ниже +5–10 °С. Ангинская пресноводная малакофауна по комплексу стагнофильных с примесью реофильных форм указывает на условия спокойно текущей небольшой реки с затонами и старицами. Ассоциация амфибий обычна для современной фауны Прибайкалья. Присутствие углозубов позволяет реконструировать лесные влажные биотопы, а обилие остатков монгольских жаб указывает и на наличие открытых ландшафтов. Сообщество птиц из Малых Голов – первая известная фауна птиц нижнего плейстоцена (гелазия) из Центральной и Северной Азии. По таксономическому составу эта небогатая фауна существенно отличается от известных позднеплиоценовых сообществ птиц Забайкалья и северной Монголии [Zelenkov, 2016] и по сравнению с ними выглядит более «архаично». Эти данные позволяют предполагать, что становление современных авифаун лесного пояса Азии в конце неогена – четвертичном периоде запаздывало по сравнению с эволюцией авифаун аридных ландшафтов, которые уже в конце плиоцена имели весьма современный таксономический облик [Zelenkov, 2016]. Ангинская микротериофауна характеризует заключительный этап эволюции сообществ лесостепной зоны Евразии с доминированием корнезубых мимомисных полевок накануне кардинальной фаунистической перестройки в начале калабрия после появления некорнезубых полевок на фоне усиления аридизации ландшафтов. В ангинской фауне доминируют формы луговых (*Mimomys*) и остепненных (*Borsodia*, *Urocitellus*, *Hypolagus*, *Ochotona* и др.) биотопов в сочетании с редкими индикаторами лесных стаций (*Clethrionomys*). Присутствуют и теплолюбивые гидрофилы: бобр трогонтерий и выхухоль. Впервые в ангинской фауне подтверждено присутствие стеноновых лошадей. Эта фауна позволяет проследить теплый климатический этап конца гелазия в средних широтах Евразии от Западной Европы до Прибайкалья и коррелируется с нихэванскими фаунами Северного Китая, муккурской стадией подпуск-лебяжинского комплекса Западной Сибири, позднехапровскими (псекупскими s.str.) фаунами Восточной Европы (региозона MNR1) и поздним вилланием Центральной Европы, концом зоны MN17 европейской континентальной шкалы. Дальнейшее изучение этого важнейшего биотического хрономаркера раннего плейстоцена Центральной Азии чрезвычайно актуально.

Работа поддержана проектами РФФИ №№ 15-05-03958, 15-04-02079, 17-04-01162.

Список литературы

1. *Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Кульчицкий А.А.* Опорные разрезы и фауна мелких млекопитающих эоплейстоценовых отложений Прибайкалья // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 452. Новосибирск: Наука, 1980. С. 81–90.

2. *Адаменко Р.С.* Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых местонахождений в верховьях Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 43. 1975. С. 136–145.

3. *Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.* Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 132 с.

4. *Покатилов А.Г.* Стратиграфия кайнозоя Евразии (палеонтологическое обоснование) Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2012. 304 с.

5. *Попова С.М.* Кайнозойская континентальная малакофауна юга Сибири и сопредельных территорий (систематический состав, биостратиграфия, история малакофауны, палеолимнология). М.: Наука, 1981. 188 с.

6. *Равский Э.И. Александрова Л.П., Вангенгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В.* Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. 280 с.

7. *Трофимов А.Г., Малаева Е.М., Куликов О.А. Попова С.М., Кулагина Н.В., Шибанова И.В., Уфимцев Г.Ф.* Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии). Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. 50 с.

8. *Zelenkov N.V.* Evolution of bird communities in the Neogene of Central Asia, with a review of the Neogene fossil record of Asian birds // Paleontological Journal. 2016. Vol. 50. № 12. P. 1421–1433.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА В БАССЕЙНЕ Р. НАДЫМ

LITHOLOGICAL ASPECTS OF ORIGIN AEOLIAN RELIEF OF BASIN RIVER NADYM

О.С. Сизов[1], А.О. Вольвах[2], С.А. Лоботросова[3], А.В. Соромотин[3]

[1] Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия
[2] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[3] Тюменскийгосударственныйуниверситет, Тюмень, Россия
kabanin@yandex.ru

O.S. Sizov[1], A.O. Volvah[2], S.A. Lobotrosova[3], A.V. Soromotin[3]

[1] Institute of Oil and Gas Problems, RAS, Moscow, Russia
[2] Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[3] Tyumen State University, Tyumen, Russia

Проблемы генезиса, распространения и динамики эолового рельефа на севере Западной Сибири неоднократно рассматривались в литературе [Земцов, 1976; Сизов, 2015]. Тем не менее, на сегодняшний день не существует единого понимания причин возникновения и устойчивости обширных песчаных массивов, являющихся интразональными для северо-таежной подзоны. Не в последнюю очередь это связано с сохранением дискуссии в целом о генезисе рельефа и четвертичных отложений между сторонниками ледниковой и морской концепции [Грива, 2005].

Целью данной работы является установление особенностей литологических факторов эолового рельефообразования в нижнем течении р. Надым.

Полевые работы проводились в августе 2016 г. на левом берегу р. Надым вблизи впадения р. Хейгияха (Лонгъюган) в 40 км к юго-западу от г. Надым (ЯНАО, Россия). Район характеризуется высокой антропогенной освоенностью – здесь проходят магистральные газопроводы и нефтепровод, линии электропередач, а также автомобильная дорога с твердым покрытием.

В связи с небольшим количеством естественных обнажений, в качестве объектов исследований были выбраны два карьера (NK-1 N65,350455°, E72,970881°, NK-2 N65,061417°, E72,943848°), в стенках которых были заложены два разреза К-1 и К-2, высотой 5 и 6 м соответственно. Карьер NK-1 расположен в пределах эолового массива площадью 2 км^2, карьер NK-2 находится на участке сосново-лишайникового редколесья.

Для уточнения условий формирования отложений из каждого описанного слоя разрезов были отобраны пробы на валовый состав оксидов, гранулометрию и морфоскопию кварцевых зерен. Изучение кварцевых зерен фракций крупно- и грубозернистого песка проводилось под бинокулярным микроскопом по методике, разработанной в ИГ РАН [Величко, Тимирева, 2002]. Фотографирование зерен проводилось на сканирующем электронном микроскопе Oxford Instruments Tescan MIRA 3 LMU.

В нижнем слое разреза К-1 была отобрана проба на определение абсолютного возраста методом термолюминисцентного датирования (анализ выполнен в лаборатории четвертичной геохронологии Таллинского технического университета А.Н. Молодьковым).

Для характеристики геоморфологического строения впервые для данной территории использовались цифровые модели местности с пространственным разрешением 26 м/пикс., созданные на основе радарных данных TerraSAR-X и TanDEM-X (источник – DLR, проект – DEM_GEOL_1378).

Вскрытые песчаные отложения относятся ко второй надпойменной террасе р. Надым и в целом фиксируют переход от русловых и пойменных фаций к субаэральным осадкам. Аллювий имеет мощность от 1 до 1,3 м. В составе осадков преобладают средне- и мелкозернистые пески. По химическому составу во всех слоях преобладает оксид кремния (85–98%), содержание оксида алюминия достигает 5–7%, оксиды железа не превышают 2%, содержания оксидов других металлов колеблется в пределах от 0 до 2%.

Особый интерес в каждом из разрезов представляет нижний слой, который отличается от вышележащих слоев по мощности, структуре слоистости и составу отложений.

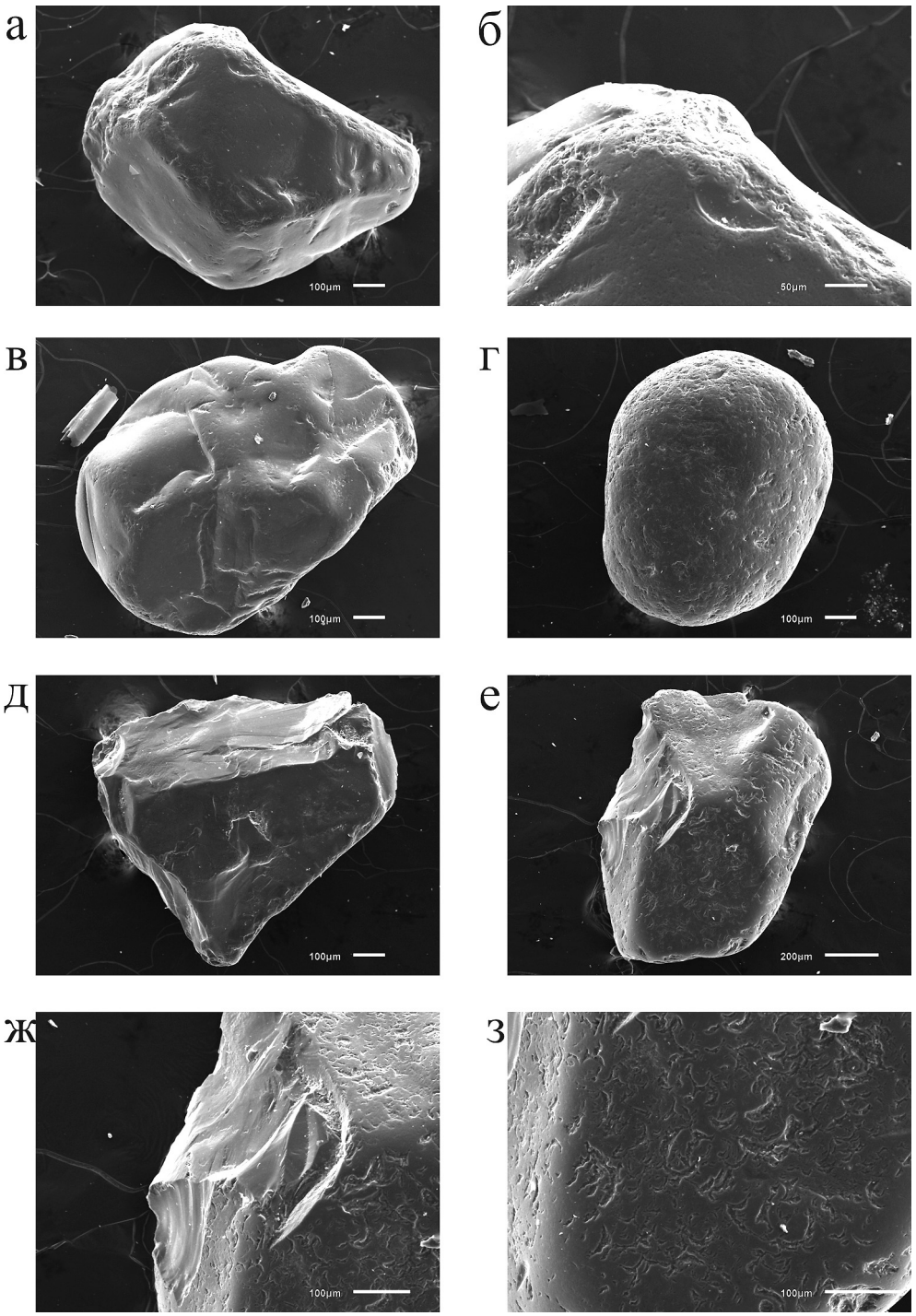


Рис. 1. Фото кварцевых зерен из нижнего слоя разреза К-1: а – глянцевое зерно с гладкой поверхностью и плоскими гранями, по которым развиты серповидные углубления, по вершинам зерна – мелкоямчатость; б – мелкоямчатая поверхность зерна «а»; в – глянцевое зерно с гладкой поверхностью и редкой мелкоямчатостью; г – полуматовое зерно с мелкоямчатой поверхностью и серповидными углублениями; д – глянцевое зерно с плоскими гранями без явных текстур; е – глянцевое зерно с постседиментационным раковистым сколом и серповидными углублениями; ж – раковистый скол зерна «е»; з – серповидная текстура на зерне «е»

Данный слой, мощностью 1–1,75 м, представлен крупнозернистым неслоистым и косослоистым хорошо промытым песком (содержание оксида кремния 97–98%). Результаты абсолютного датирования показали возраст 24,3±1,7 тыс. лет (RLQG 2443-057), что соответствует переходу от теплого каргинского периода ко времени последнего сартанского похолодания.

Кварцевые зерна слоя можно разделить на 2 группы. Первая состоит из зерен III и IV классов окатанности, чаще всего глянцевых. Основными элементами поверхности являются мелкоямчатая поверхность, серповидные и V-образные углубления. Чаще всего эти зерна имеют форму шара или близкую к ней. Это говорит о длительной субаквальной обработке, в ходе которой зерно приобретает выравненную окатанную форму.

Вторая группа представлена слабо и средне окатанными зернами чаще всего неправильной формы с гладкой поверхностью. Основными элементами поверхности выступают серповидные углубления. Часто на зернах можно заметить плоские пришлифованные грани, что означает малое время пребывания в субаквальной среде.

На ряде зерен второй группы отмечены различные борозды и царапины, часто образующиеся в условиях сильного механического воздействия, а также раковистые сколы, являющиеся следствием проявления морозного выветривания (рис. 1). Эти элементы наряду с формой зерен могут свидетельствовать о наличии на пути водного потока источника специфичного материала. По всей видимости таким материалом являлись ледниковые отложения, размывание которых происходило рекой выше по течению. Стоит также отметить, что количество плохо окатанного материала увеличивается в нижней части слоя, что свидетельствует об уменьшении интенсивности размывания по мере формирования террасы.

Примечательно, что в описываемом слое отмечаются включения крупнообломочного материала. На дне карьера NK-2 обнаружено несколько образцов крупной гальки с продольными размерами до 15–20 см, источником которой вероятно является нижний слой крупнозернистых песков.

Поиск участков ледникового рельефа на основе современных ЦММ позволил выделить два характерных участка:

1. Участок с преобладанием линейно-грядового рельефа, который расположен на правом берегу р. Ярудей (левый приток р. Надым). Здесь хорошо сохранились две протяженных изогнутых гряды, достигающихабсолютной высоты 55 м (перепад относительных высот составляет 10–12 м). Гряды осложнены термокарстовыми и эрозионными формами.

2. Участок камового рельефа на правом берегу р. Надым, южнее коридора магистральных газопроводов. Камы представлены в виде цепочки холмов, достигающих абсолютной высоты более 100 м (перепад относительных высот до 30 м). Сохранность камов довольно хорошая, несмотря на разрушения отдельных объектов речной эрозией.

Рассмотренные участки, расположенные на различных геоморфологических уровнях, очевидно относятся к разным эпохам оледенения. Хорошая степень сохранности рельефа свидетельствует о его устойчивости к эрозионным процессам в теплые периоды. Кроме того, данные участки не перекрываются морскими отложениями.

Именно в сосново-лишайниковых редколесьях второй надпойменной террасывыявлены основные массивы эоловых песков [Ландшафты…, 1983; Сизов, 2015]. При этом лишайниковые редины, формирующиеся в условиях нехватки почвенного увлажнения, выступают естественным индикатором промывного режима, характерного для флювиогляциальных отложений. Промывной режим проявляется в частности в формировании суффозионных западин, которыми осложнена поверхность второй террасы.

Таким образом, эоловый рельеф в бассейне р. Надым приурочен к отложениям второй надпойменной террасы, в составе которых присутствуют переотложенные ледниковые осадки. Участки ледникового рельефа на данной территории уверенно выделяются на основе современных детальных цифровых моделей местности.

Список литературы

1. *Величко А.А., Тимирева С.Н.* Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен из лессов и погребенных почв // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М.: ИГ РАН, 2002. С. 170–185.

2. *Грива Г.И.* Геоэкологические условия разработки газовых месторождений Ямала. Томск: Томский государственный университет, 2005. 352 с.

3. *Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1976. 344 с.

4. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск: Наука, 1983. 264 с.

5. *Сизов О.С.* Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2015. 124 с.

ПОЧВЫ ЗОНЫ РАЗГРУЗКИ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

SOILS FORMED IN PERMIAN-TRIASSIC MINERALIZED WATER DISCHARGE ZONE IN THE CENTER OF THE RUSSIAN PLAIN: THE HISTORY OF THE STUDY, THE CURRENT STATE AND FURTHER RESEARCH

Ю.В. Симонова, А.В. Русаков

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
uvsim@yandex.ru

Uo.V. Simonova, A.V. Rusakov

Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

В областях распространения водоносных подразделений нижнетриасовых и пермских отложений грунтовые воды (ГВ) бассейна Верхней Волги часто имеют высокую (для зоны вод выщелачивания и выноса солей) степень минерализации. В отсутствии перекрывающего водоупора (келловей-кимериджский горизонт), глубокие напорные воды оказывают влияние на формирование ГВ в Ростовской низине (I и луговая террасы оз. Неро, водосборы рек Ишня, Мазиха, Кучебешь, Устье, Которосль и др.), Плещеево-Нерльской долине, Костромской низине (р. Солоница), в краевых частях Шекснинско-Костромского водораздела (бассейны рек Конгора, Патра, Ухра, Согожа, Обнора) [3].

Горизонты соленых вод коренных отложений редко вскрываются речной и овражно-балочной сетью, дренирование зоны затрудненного водообмена происходит только глубоко врезанными долинами и впадинами, по тектоническим трещинам.

Признаки области разгрузки обнаруживаются на дневной поверхности в виде соленых источников и просачиваний. Места выхода соленых вод, как правило, определяются морфологическим обликом поверхности и располагаются в пониженных элементах рельефа: в депрессиях, долинах, нижних точках водосбора (предустьевой участок, надпойменная терраса и т.д.) [4]. С ними связан феномен засоления почв в гумидных ландшафтах. Гидравлическая связь почвенного профиля с источником солей в областях разгрузки способна привести к засолению почв в зоне распространения кислых дерново-подзолистых почв, даже в условиях преобладания нисходящего тока влаги и отсутствия резкой сезонной контрастности.

Гидрохимические особенности ГВ (минерализация 1−10 г/л), питающихся глубокими напорными солеными водами, обуславливают накопление в почвенном профиле легкорастворимых солей в количествах, не характерных для зональных автоморфных и полугидроморфных, а также интразональных гидроморфных почв, химическое осаждение и соосаждение минералов, а в исключительных случаях – формирование хемогенных отложений (гажа). Процессам соленакопления способствует и режим питания ГВ, относящийся к сезонному типу, характеризующемуся перерывом в питании атмосферными осадками зимой – в период устойчивых отрицательных температур воздуха и промерзания верхнего слоя почвы.

Варианты засоленных почв, развивающихся в ландшафтах с избыточным атмосферным увлажнением, с трудом можно назвать классическими, и они слабо изучены с точки зрения генетического почвоведения. О феномене засоленных почв («усолов») котловины озера Неро известно во многом благодаря трудам Ярославского губернского почвоведа Б.Л. Бернштейна, в результате которых приозерные почвы отмечены на почвенных картах как район темноцветных и солончаковатых почв. О других проявлениях засоления почв в бассейне Верхней Волги сведений чрезвычайно мало.

Почвы зон разгрузки минерализованных вод имеют как свою специфику, так и общие с южными вариантами засоленных почв черты почвообразования. Например, исследованные почвы плоской котловины озера Неро – зоны распространения вод татарских отложений (P_2t), обнаружили в водной почвенной вытяжке содержание солей, позволяющее отнести их к засоленным подтипам (критерии оценки по [1]). Почвы низких озерных террас являются основным базисом аккумуляции солей, которые занимают позицию «ванны» в центре древней

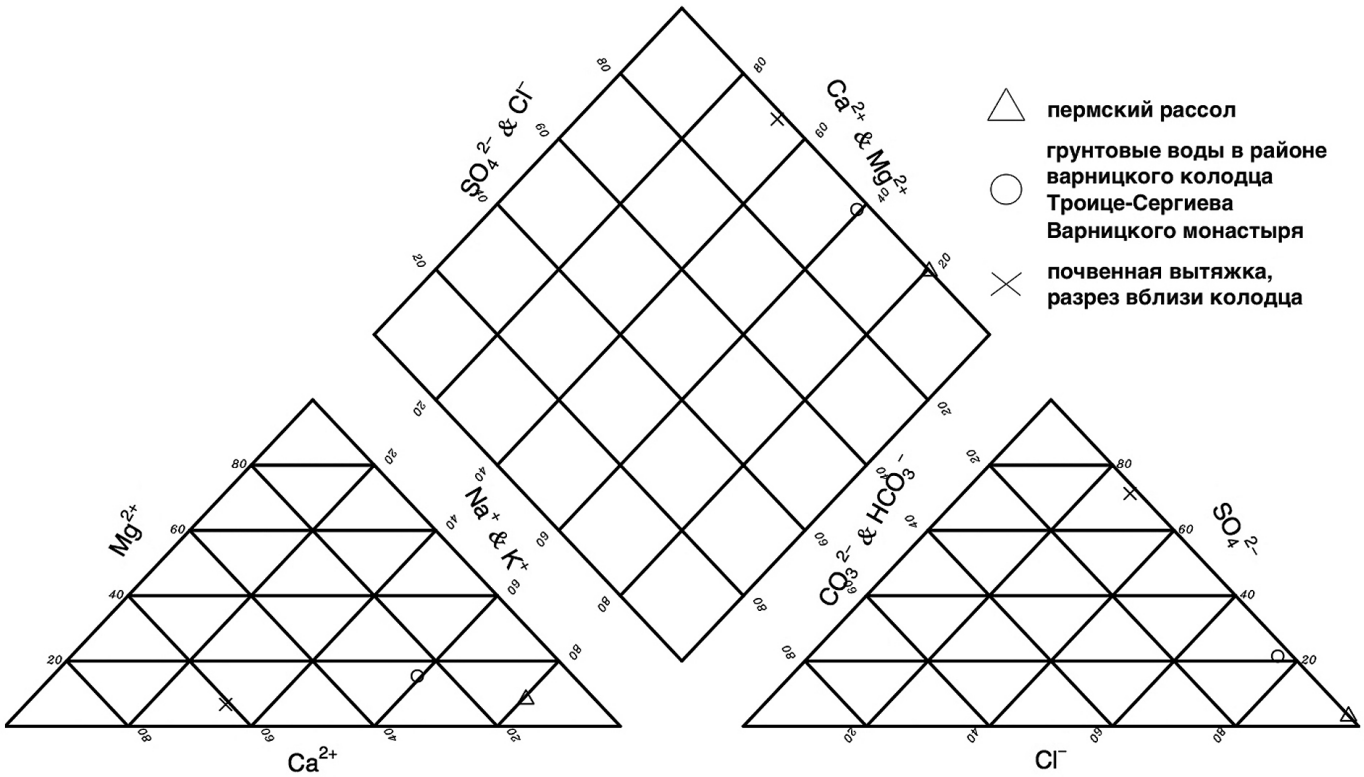


Рис. 1. Треугольники Ферре катионного и анионного состава и сдвоенная диаграмма ионного состава подземных пермских рассолов Ростовской низины [3], грунтовых вод и водной вытяжки почвы в районе варницкого колодца (Троице-Сергиев Варницкий монастырь, г. Ростов Великий) (собственные данные)

депрессии по отношению к почвенно-грунтовому стоку со склонов, тогда как поверхности более высоких гипсометрических уровней (III терраса, водораздельные и приводораздельные пространства) современным процессам засоления не подвергаются.

Наблюдаемый размах колебаний степени засоления (от слабой (∑ солей – 0.2%) до очень сильной (∑ солей – 1.4%)) исследованных почвенных профилей может быть объясним разной величиной потери рассольной концентрации реликтовых вод за счет смешивания с метеорными водами, уровнем ГВ по отношению к почвенному профилю и, собственно, почвенными свойствами. В химическом составе водных почвенных вытяжек, в отличие от генетически связанных с ними хлоридно-натриевыми фреатическими водами, преобладают ионы SO_4^{2-} и Ca^{2+} (рис. 1), что объяснимо с позиции биогеохимической эволюции соленых вод [2].

От засоленных почв аридных и семиаридных территорий исследованные почвы Ростовской низины отличаются отсутствием мертвых горизонтов солей, накоплением соединений железа в результате процессов оглеения, высоким содержанием органического вещества и азота, часто достаточно мощным (для зоны дерново-подзолистых почв) хорошо оструктуренным гумусовым горизонтом. Во влажный период года эти почвы по внешним признакам малоотличимы от своих незасоленных аналогов – темноцветных «ростовских черноземов» – темногумусовых глееватых и глеевых почв, значительная часть ареалов которых осушена сетью открытого и закрытого дренажа. В сухой летний период на поверхности почвы заметны выцветы, а в профиле – кристаллы солей. К ареалам распространения таких почв оказываются приуроченными растительные сообщества или отдельные виды растений-галофитов: ситник Жерара (*Juncus gerardii*), триостренник морской (*Triglochin maritime*) и др.

Сложные локальные гидрогеологические системы Верхнего Поволжья, проявляющие признаки контакта современных и реликтовых вод, в пределах отдельных водосборов создают интразональные засоленные почвы и ландшафты с редкими экосистемами, в которых появляются виды морского и приморского типов местообитания. Тем не менее, такие объекты остаются малоизученными и требуют дальнейшего рассмотрения вопросов генезиса засоления, эволюции химизма грунтовых вод, распределения солей в границах водосборов.

Список литературы

1. Засоленные почвы России / [Е.И. Панкова, Л.А. Воробьева, И.М. Гаджиев и др.]; отв. ред. Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: Академкнига, 2006. 853 с.

2. *Ковда В.А.* Солончаки и солонцы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 243 с.

3. *Рохмистров В.Л.* Подземные воды Ярославского района // Краеведческий сборник. Ученые записки ЯГПИ, 1968. Вып. 71. С. 73–92.

4. *Salama R.B., Farrington P., Bartle G.A., Watson G.D.,* 1993. The chemical evolution of groundwater in a first order catchment and the process of salt accumulative in the soil profile. J Hydrol 143, 233–258.

ДИНАМИКА ОСВОЕНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИМ ЧЕЛОВЕКОМ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ НА ФОНЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

DYNAMICS OF THE PALAEOLITHIC HUMAN EXPANSION AT THE EASTERN EUROPE IN THE CONTEXT OF THE LAST GLACIAL CLIMATIC FLUCTUATIONS

А.А. Синицын

Институт Истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия
andrei.sinitsyn@gmail.com

A.A. Sinitsyn

Institute for the History of Material Culture RAS, Saint-Petersburg, Russia

Во все эпохи, начиная с раннего палеолита, человечество никогда не распределялось равномерно. Кустовой характер распределения населения с полным основанием считается специфическим показателем рода Homo, отличающим его от животного мира. Для исторических эпох это выражается в моделях городов с повышенной, часто избыточной плотностью населения на узкой, ограниченной фортификацией территории. Центры концентрации населения фиксируются и для кочевых сообществ, основным условием существования которых является мобильность.

При несравнимо меньшей информации о распределении населения в плейстоцене, связанной с разной степенью сохранности отложений и тафономией культурных остатков, неравномерность в локализации палеолитических стоянок фиксируется достаточно отчетливо. Принципы освоения пространства палеолитической эпохи в этом отношении схожи с современными, отличаясь только количественными показателями.

Количество концентрированных группировок палеолитических стоянок напрямую зависит от степени изученности территории. В середине прошлого века для верхнего палеолита Восточной Европы выделялось два таких района: Костенковско-Борщевский и Чулатово-Пушкаревский [Воеводский, Алихова-Воеводская, 1950]. В середине 60-х – уже как минимум шесть: «…на Дону возле Воронежа, на Десне и Судости возле Брянска и Новгорода-Северского, на Среднем Днестре близ Каменца-Подольского, у с. Городок близ Ровно и у с. Липа близ Дубно, в Приазовье близ г. Амвросиевки» [Шовкопляс, 1965: 5]. Несмотря на повышенную интенсивность археологических работ в 70–80-е годы число кустовых скоплений палеолитических памятников практически не увеличилось.

Для верхнего палеолита Восточной Европы наиболее показательной остается Костенковская группа, насчитывающая 21 стоянку в Костенках и 5 стоянок в соседнем с. Борщево. Учитывая, что около половины из них многослойные, насчитывающие до 10 культурных слоев, и то что каждый культурный слой представляет собой остатки отдельной стоянки, на настоящий момент количество палеолитических поселений здесь приближается к 60. Никаких особых геоморфологических признаков, отличающих район Костенок от соседних, установить не

удается, несмотря на многочисленные попытки их направленного поиска в течение почти столетних исследований [Sinitsyn, Stepanova, 2012]. Очевидным становится то, что палеолитический человек для выбора места свих поселений руководствовался критериями, отличными от современных. Особое значение имеет то, что эти критерии универсальны для эпохи палеолита: в Костенках фиксируются памятники всех археологических культур Восточной Европы существовавших в хронологических рамках 37–20 тыс. лет до н.д. (45–27 тыс. cal.). Проблема существования здесь стоянок времени LGM остается актуальной, хотя в конце прошлого века наиболее вероятной была признана точка зрения о их отсутствии [Праслов, 1999] с двумя вариантами объяснения: из-за отсутствия геологических отложений этого периода, и из-за реального отсутствия населения при наличии стерильных отложений времени последнего ледникового максимума.

Современная аналитическая база, в первую очередь массив радиоуглеродных определений возраста, насчитывающий почти 300 датировок для 44 культурных слоев Костенковской группы дает основания для выделения четырех периодизационных подразделов [Синицын, 2014]:

1) начального или древнейшего верхнего палеолита, связанного с освоением территории Восточной Европы человеком современного антропологического типа (44–40 тыс. лет до н.д., /cal/) структура которого определяется сосуществованием спицынской культурной традиции и культуры типа IVb культурного слоя Костенок 14;

2) раннего верхнего палеолита (40–36 тыс. лет до н.д., /cal/), как везде в Европе, представленной ориньяком кросс-континентального распространения и местной «переходной» стрелецкой культурой;

3) ранним этапом среднего верхнего палеолита (34–32 тыс. лет до н.д., /cal/) связанным с появлением граветта (II культурный слой Костенок 8) общеевропейского распространения, в сочетании с городцовской культурой – специфическим восточноевропейским явлением, не имеющим аналогий на Западе;

4) поздним этапом среднего верхнего палеолита (29–23 тыс. лет до н.д., /cal/) представленным несколькими вариантами граветтской традиции и серией единичных памятников не-граветтской атрибуции;

и двух временных хиатусов: между второй и третьей хронологической группой (~36–34 тыс. лет до н.д., /cal/) и между третьей и четвертой (~31–29 тыс. лет до н.д., /cal/), явившимся основным аргументом для разделения раннего и позднего граветта

Отсутствие или крайне редкая плотность населения в пределах 31–29 тыс. лет до н.д., /cal/ фиксируется для широких территорий Восточной Европы [Demidenko, 2008] и, при современном состоянии аналитической базы, отражает реальное и достаточно длительное явление, охватывающее, как минимум эпизод H3 (Heinrich event 3), возможно более широкий диапазон от GS-4 до GS-5.

Вторым принципиальным моментом пространственной локализации верхнепалеолитических культур Восточной Европы является их связь с бассейнами крупных рек, имеющих преимущественно меридиональную ориентацию. Как по содержанию, так и по характеру эволюции палеолит бассейна Дона отличен от палеолита Днепра, Днестра, Волго-Уральской зоны. Ареалы археологических культур не имеют выраженной привязки к ландшафтно-климатической зональности, за исключением самой яркой костенковско-авдеевской культуры, пространственное расположение стоянок которой позволяет предполагать наличие такой связи.

Кустовые группировки верхнепалеолитических памятников Восточной Европы включают разновременные и разнокультурные памятники, что является косвенным свидетельством в пользу существования универсальной единой модели освоения территории человеком этой эпохи. С другой стороны, отсутствие выраженной связи культурных образований с географической зональностью и археологические данные являются основанием для выделения нескольких моделей адаптации палеолитического человека в меняющихся природных условиях последнего оледенения.

Незаселенные пространства и хронологические хиатусы постепенно приобретают все большее значение в круге демографических, экологических и палеогеографических проблем первобытной археологии.

Грант РФФИ 17-06-00310: Палеолит Костенок: проблема преемственности и прерывистости археологических культур в контексте новой хронологии и палеоклиматических-палеогеографических реконструкций.

Список литературы

1. *Воеводский М.В., Алихова-Воеводская А.Е.* Авдеевская палеолитическая стоянка (по материалам раскопок 1948 г.). // КСИИМК, XXXI, М., 1950. С. 7–16.

2. *Праслов Н.Д.* Костенковская модель развития верхнего палеолита. // Особенности развития верхнего палеолита Восточной Европы. Тезисы докладов международной конференции, посвященной 120-летию открытия палеолита в Костенках (ред. М.В. Аникович, Н.Д. Праслов). СПб., 1999. С. 49–51.

3. *Синицын А.А.* 2014. Прерывистость и преемственность в палеолите Костенок. // Верхнедонской археологический сборник, вып. 6. Липецк, 2014. С. 66–76.

4. *Шовкопляс И.Г.* 1965. Мезинская стоянка. Киев.

5. *Demidenko Yu.E.* 2008. The Early and Mid-Upper Palaeolithic of the North Black Sea region: an overview. // Quartr, 55, p. 99–114.

6. *Sinitsyn A.A., Stepanova K.N.* Models of the landscape using in the Upper Palaeolithuc. // Geomorphic processes and geoarchaeology: from Landscape Arhaeology to Arhaeotourism (International conference, 20-24.VIII.2012. Смоленск). Москва, Смоленск, 2012. С. 258–261.

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В СЕВЕРНОМ ПРИОХОТЬЕ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

PALEOSEISMODISLOCATIONS IN NORTH PRIOKHOTYE: NEW DATA

В.Н. Смирнов, О.Ю. Глушкова, П.П. Колегов, М.Н. Кондратьев

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия
smirnovvn@yandex.ru

V.N. Smirnov, O.Yu. Glushkova, P.P.Kolegov, Kondratyev

NEISRI FEB RAS, Magadan, Russia

В последние годы в связи с составлением Карты сейсмического районирования территории РФ ОСР-2016 [Комплект карт…, 2016] нами выполнялось изучение активных разломов и палеосейсмодислокаций на Северо-Востоке России. В ходе работ был исследован ряд крупных палеосейсмодислокаций в Северном Приохотье – регионе наиболее актуальном с точки зрения оценки сейсмической опасности.

Детально изучена гравитационная палеосейсмодислокация, расположенная в верховье р. Ола, впадающей в Охотское море, в 125 км к север-северо-востоку от г. Магадана [Важенин, 2000; Смирнов и др., 2013]. Она находится в южной части Ольского плато, имеющего абсолютную высоту до 1664 м, которое глубоко расчленено эрозионной работой р. Ола и ее притоков. Важнейшей неотектонической структурой района является Ольский активный разлом, вдоль которого заложена долина р. Ола. Он является юго-восточным звеном Чай-Юрьинской зоны активных разломов северо-западного простирания [Смирнов, 2000].

Авторами в 2012 г. проведены детальные полевые исследования, в ходе которых определены основные параметры тела оползня и возникшего в связи с ним подпрудного бассейна. В строении палеосейсмодислокации выделяются следующие основные элементы: стенка отрыва, поверхность скольжения и тело оползня, к которому с северо-запада примыкает парагенетически связанная с ним поверхность подпрудного бассейна. Стенка отрыва врезана в горный склон в интервале высот 1200–980 м и имеет уклон около 35°. На высоте примерно 980 м она переходит в слабо наклоненную к юго-западу и углубленную в центральной части плоскость скольжения оползня, в настоящее время заболоченную. Она ограничена крутым уступом высотой до 40 м, ниже которого залегает обломочное тело оползня. На траектории своего движения оползень заполнил всю левобережную часть долины р. Ола и в наиболее продвинутой фронтальной части захватил часть правого берега. Длина оползня (по направлению движения) 570 м, ширина (по фронту) 650 м, максимальная мощность 50 м в центральной части, снижается до 20 м в тыльной и фронтальной частях. Объем обломочного тела оползня около 15 млн м^3. Поверхность подпрудного бассейна имеет изометричную форму с небольшими «заливами» по краям и размеры около 260×220 м. Она резко выделяется полным отсутствием древесной и кустарниковой растительности на фоне густо залесенной долины р. Ола. На ней распространена тундровая растительность, местами она заболочена и рассечена полигональными формами и просадками, заполненными водой, а также небольшими водотоками, дренирующими поверхность.

В подпрудном бассейне (1) и на поверхности скольжения (2) сделаны копуши глубиной 0,6 м, в которых обнажаются: торф с редкими линзами ила (1) и переслаивание песчано-глинистого материала и торфа (2). Из них с глубины около 0,6 м взяты пробы на радиоуглеродный анализ, которые показали следующие значения возраста (не калиброванные): в подпрудном бассейне 1270±40 лет (ГИН-14841), на поверхности скольжения оползня – 1960±80 лет (ГИН-14839). Таким образом, Ольская палеосейсмодислокация возникла не позже 2000 лет назад, а с учетом данных о рассчитанной полной мощности осадков ее возраст составляет около 3000 лет.

В 2015 г. авторами было выполнено детальное полевое изучение тектоно-гравитационной палеосейсмодислокации, расположенной в верховье р. Дондычан (басс. р. Армань), на северо-восточном фланге хр. Дел-Урэкчэн [Смирнов и др., 2016]. Палеосейсмодислокация приурочена к Дондычанскому активному разлому северо-западного простирания, который рассекает горный отрог, возвышающийся над р. Дондычан на 100 м. Установлено, что она состоит из протяженной скальной стенки отрыва и примыкающего к ней крупного обвального тела, которое нижней частью налегает на поверхность речной террасы. Длина изученного сейсмообвального склона около 400 м, максимальная ширина 90 м, простирание 150°, экспозиция 240°, высота стенки отрыва до 20 м.

Проведены лихенометрические исследования на экспонированных поверхностях стенки отрыва и обвального тела с целью определения их возраста и динамики развития. В качестве лишайника-индикатора использован *Rhizocarpon* sp. Получены следующие результаты: время экспонирования поверхности стенки отрыва составляет 430±86 – 597±120 лет; время экспонирования поверхности обвального тела – 470±94 – 533±106 года. С большой долей вероятности можно полагать, что одновременно с сейсмообвалом в долине левого притока р. Дондычан сошел селевый поток длиной 4,2 км, который полностью выстилает днище долины от борта до борта. По данным лихенометрических исследований его поверхности возраст селевого потока около 527 лет, что близко к значениям возраста элементов сейсмообвала.

Исследованные палеосейсмодислокации соответствуют всем критериям выделения сейсмогенных структур в регионе, которые изложены в работах [Смирнов В.Н. и др., 2001; Смирнов, Глушкова, 2015]. Они характеризуются не свойственными фоновому типу рельефа морфометрическими, морфологическими, гранулометрическими, кинематическими показателями. Их образование произошло в результате одноактных процессов, у них отсутствуют признаки постепенного формирования. Это – аномалии среди господствующих форм рельефа. Параметры палеосейсмодислокаций указывают на то, что они были генерированы землетрясениями, интенсивность которых была не менее 9 баллов.

Новые данные о палеосейсмодислокациях использованы при определении магнитудного потенциала Ольского и Верхне-Арманского активных разломов на Карте сейсмического районирования [Комплект карт…, 2016].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 15-05-05055.

Список литературы

1. *Важенин Б.П.* Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.

2. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2016. – Главные редакторы: д.ф.-м.н., проф. В.И. Уломов, к.г.-м.н. М.И. Богданов. – М.: ИФЗ РАН. 2016.

3. *Смирнов В.Н.* Северо-Восток Евразии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии под редакцией А.Ф. Грачева. М.: ОИФЗ РАН. 2000. С. 120–135.

4. *Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю.* Псевдосейсмодислокации в горах Примагаданья. Геоморфология, 2001, № 3. С. 81–92.

5. *Смирнов В.Н., Шведов С.Д., Кондратьев М.Н., Колегов П.П.* Палеосейсмодислокация в верховье р. Ола (Северное Приохотье) // Чтения памяти академика К.В. Симакова: Материалы докладов Всероссийской научной конференции (Магадан, 26-28 ноября 2013 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2013. С. 67–68.

6. *Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.* Сейсмодислокации – геоморфологические аномалии на фоне развивающегося экзогенного рельефа в хр. Улахан-Чистай (сейсмический пояс Черского) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. № 4. С. 3–15.

7. *Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю., Колегов П.П., Кондратьев М.Н.* Следы древних землетрясений в басс. р. Армань (Северное Приохотье) // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России: Матер. Дальневосточной регион. конферен., посвящ. памяти А.П. Васьковского – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2016. С. 87–89.

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОДВИЖНОСТЬ СИСТЕМ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ЮГА ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

MODERN TECTONIC MOBILITY SYSTEMS OF FAULTS OF THE SOUTHERN VOLGA UPLAND

Д.А. Солодовников

Волгоградский государственный университет, Волгоград, Россия
densolodovnikov@gmail.com

D.A. Solodovnikov

Volgograd State University, Volgograd, Russia

Задачей исследования было изучение современной подвижности разломов, ограничивающих хорошо изученную систему разрывных нарушений Нижнего Поволжья – Александровский грабен. Изучение тектонического строения Нижнего Поволжья различными, в том числе, геоморфологическими методами, имеет давнюю историю. Особенно большой вклад в изучение тектоники и современной активности структур внесли исследования, проводившиеся в рамках проектных изысканий под строительство Сталинградской ГЭС. Исследование современной активности разрывных дислокаций прибортового уступа Прикаспийской синеклизы было актуальной проблемой, так как один из крупнейших разломов – Большой Волгоградский сброс, проходит непосредственно под плотиной ГЭС. Поэтому разрывные нарушения в окрестностях гидроузла, в том числе и Александровский грабен, были детально изучены [Мещеряков, Брицына, 1954]. Все исследователи констатировали современную пассивность изученных структур.

Для изучения современной подвижности разломов в 2009 г. была заложена сесть грунтовых реперов, позволяющая проводить повторное нивелирование [Солодовников и др., 2009], и проведена первичная высотная увязка реперов. Было заложено 3 профиля, пересекающие сбрасыватели и саму зону грабена поперек.

В 2016 г. проведена повторная нивелировка по одному из трех поперечных створов в южной части грабена и выполнена увязка групп реперов этого створа методами маршрутного нивелирования III класса (в соответствии с «Инструкцией маршрутного нивелирования I, II, III и IV классов») с использованием оптических нивелиров Sokkia 410. Для первого года работ выбран самый южный из профилей, заложенный непосредственно над обнажением, вскрывающим линию восточного сброса грабена. Это наиболее показательный участок района работ, на котором отлично видна связь рельефа и геологической структуры. Так же очевидна и связь заложенных реперов с элементами геологической структуры.

Результаты двойного нивелирного хода соответствуют III классу. Длина секции составляет 0,35 км. При предельно допустимой погрешности нивелирного хода 8,3 мм ($\Delta h = 10\sqrt{L}$), величина фактической ошибки составила –2,2 мм. Главным результатом работ стало установление факта современных движений по линии сброса. За прошедшие с момента закладки полигона и первичной нивелировки 7 лет эти движения проявились и достоверно диагностируются стандартными геодезическими методами. На приведенной схеме (рис. 1) показана разница превышений между грунтовыми реперами полигона в 2009 и 2016 гг. Между реперами, находящимися в однородных условиях (западнее линии сброса) разница в превышениях не зафиксирована. Но при сравнении превышений по нивелирным ходам, непосредственно пересекающим линию сброса (напомним, что ее положение здесь можно установить визуально с точностью до 2–3 м) отчетливо видна разница показаний. Полученные данные говорят о поднятии участка, находящегося западнее линии сброса (то есть, собственно зоны грабена). В случае с группой реперов АР3 → АР4 разница составила 6,5 мм. Это дает скорость вертикального смещения поверхности почти 1 мм в год. По общепринятым представлениям, это предельная для платформенных участков скорость, такая подвижность на платформах наблюдается только в ядрах самых активных солянокупольных структур, например, Баскунчакской [Певнев, 1965]. Движения четко локализованы и ограничены зоной гра-

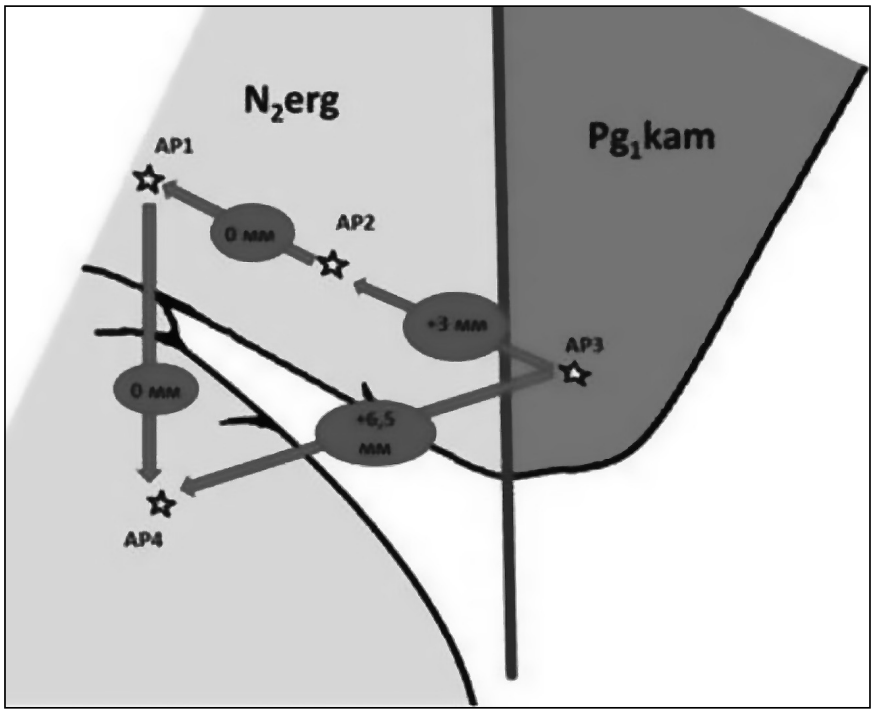


Рис. 1. Результаты повторного нивелирования профиля на южном окончании Александровского грабена

Pg_1sar – палеогеновая система, камышинские слои; N_2erg – неогеновая система, ергенинская свита; AP1, AP2, AP3, AP4 – грунтовые репера; серой линией показано положение восточного сброса Александровского грабена, стрелками – направления проложения нивелирных ходов

бена. Интересно, что в этой зоне движения сменили знак (погружение, создавшее грабен, сменилось подъемом). Более детальную картину современных тектонических движений дадут повторные нивелировки по северному и среднему профилям, которые запланированы на 2017 год. Поскольку упомянутые исследования подвижности грабена были проведены до перекрытия Волги плотиной Волгоградской ГЭС и констатировали пассивность сбросов, можно предположить, что активизация движений связана с наполнением чаши водохранилища, которое началось в 1958 году.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Волгоградской области в рамках научного проекта «16-45-340801 р_а.

Список литературы

1. *Мещеряков Ю.А., Брицына М.П.* Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности // Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 5–46.

2. *Певнев А.К.* О некоторых закономерностях движений земной поверхности в районе соляных куполов // Современные движения земной коры. Вып. 2. Тарту, 1965. С. 274–280.

3. *Солодовников Д.А., Филиппов О.В., Золотарев Д.В.* Современные гидролого-геоморфологические условия и геодинамические процессы на территории Александровского грабена // Проблемы комплексного исследования Волгоградского водохранилища: сб. науч. статей. – Волгоград: Волгоградское научное издательство, 2009. С. 51–64.

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА

POSSIBILITIES AND LIMITATIONS OF DENDROCHRONOLOGICAL METHOD FOR THE HOLOCENE EVENTS STUDY

О.Н. Соломина

Институт географии РАН, Москва, Россия
olgasolomina@igras.ru

O.N. Solomina

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Дендрохронология, или анализ годичных колец, широко используется в палеореконструкциях голоцена (Bradley, 1999). Этот метод позволяет с высокой точностью (до года и иногда даже до сезона) датировать голоценовые отложения и формы рельефа, а также является основой для палеоклиматических реконструкций высокого разрешения. Кроме того, с помощью дендрохронологии была проведена калибровка радиоуглеродной шкалы голоцена (Becker et al., 1993; Stuiver et al., 1998; Friedrich et al., 2004).

Преодолеть ограничения, связанные с небольшой продолжительностью жизни деревьев, позволяет метод перекрестного датирования. Он используется для соединения рядов ширины или плотности годичных колец в единые непрерывные дендрошкалы, состоящие из серий, полученных по живым деревьям и поэтому имеющим точную календарную датировку, с рядами, основанными на измерениях параметров колец древесины, погребенной в голоценовых отложениях, а также когда-то использованной человеком (Stokes, Smiley, 1968; Шиятов, 1973; Шиятов и др., 2000). В настоящее время для некоторых районов созданы дендрошкалы, охватывающие несколько тысячелетий (Briffa et al., 2002; Хантемиров и др., 2011).

Дендрошкалы служат хронологическими ориентирами для других рядов косвенных данных о климате, в частности, для ледниковых кернов, озерных осадков, пещерных отложений, кораллов и др., ни один из которых не может сравниться с дендрохронологией по точности датирования (Bradley, 1999). Данные о ширине, плотности и изотопном составе годичных колец пригодны для создания количественных климатических реконструкций. Для этого временные ряды характеристик годичных колец сравнивают с инструментальным рядам метеорологических наблюдений. В связи с тем, что деревья широко распространены на нашей планете, эти данные могут использоваться для создания дендрохронологических сетей. На этой основе возможно создание пространственных реконструкций климатических характеристик для больших регионов (Briffa et al., 2004; Cook et al., 2007; http://www.pages-igbp.org/). Максимальная плотность поздней древесины часто является более интегральным показателем температуры периода вегетации, чем ширина колец (Schweingruber, 1988). На основе максимальной плотности колец были восстановлены температуры воздуха во многих районах Северной Америки (Davi et al., 2003), Сибири (Kirdyanov et al., 2008), Европы (Büntgen et al., 2011).

Один из разделов дендрохронологии – дендрогеоморфология – посвящен изучению процессов, происходящих на земной поверхности, в частности, пространственно-временной динамике ледников, лавин, селей, оползней, наледей, датировке речных и озерных террас, вулканических отложений и др. (Solomina, 2002, Solomina et al., 2008; Stoffel, Bollschweiler, 2008).

Ограничения дендрохронологического метода связаны с естественным отсутствием лесов и, соответственно древесины, пригодной для датирования, в некоторых районах Земли, с небольшой продолжительностью жизни деревьев, комплексностью и неоднозначностью климатического сигнала, отраженного в параметрах годичных колец в районах с мягким климатом. В тропических районах, где нет четкого деления на сезоны, дендрохронологические шкалы основаны на изотопном составе древесины (Worbes, 1995; Evans, Schrag, 2004; McCarrol et al., 2004).

Сложная и не до конца решенная проблема дендрохронологии – частичная потеря в реконструкциях долгопериодного сигнала в результате стандартизации рядов годичных приростов. Стандартизация необходима для устранения биологического тренда, связанного с неравным приростом молодых и старых деревьев. Новые подходы к решению этой

проблемы, в частности, основаны на прямой, без стандартизации, процедуре трансформации ширины и плотности колец в трехмерном пространстве (Matskovsky, Helama, 2016). Отдельная проблема связана с дивергенцией, т.е. с расхождением трендов в изменчивости ширины колец и измеренной температурой воздуха отмеченной более двух десятилетий назад (Briffa et al., 1998, D'Arrigo et al., 2008). Причины этого явления до сих пор не до конца поняты.

Список литературы

1. *Becker B.* 1993. An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. Radiocarbon, 35(1), 201–213.

2. *Bradley R.S.* 1999. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary (Vol. 68). Academic Press.

3. *Briffa K.R., Schweingruber F.H., Jones P.D., & Osborn T.J.* 1998. Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. Nature, 391(6668), 678.

4. *Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H., Harris I C., Jones P.D., Shiyatov S.G., & Vaganov E.A.* 2001. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106(D3), 2929–2941.

5. *Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H., Jones P.D., Shiyatov S.G., & Vaganov E.A.* 2002. Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere: Part 1, local and regional climate signals. The Holocene, 12(6), 737–757.

6. *Briffa K.R., Osborn T.J., & Schweingruber F.H.* 2004. Large-scale temperature inferences from tree rings: a review. Global and planetary change, 40(1), 11–26.

7. *Büntgen U., Tegel W., Nicolussi K., McCormick M., Frank D., Trouet V., & Luterbacher J.* 2011. 2500 years of European climate variability and human susceptibility. Science, 331(6017), 578–582.

8. *Cook E.R., Seager R., Cane M.A., & Stahle D.W.* 2007. North American drought: reconstructions, causes, and consequences. Earth-Science Reviews, 81(1), 93–134.

9. *D'Arrigo R., Wilson R., Liepert B., & Cherubini P.* 2008. On the 'divergence problem'in northern forests: a review of the tree-ring evidence and possible causes. Global and Planetary Change, 60(3), 289-305.

10. *Davi N.K., Jacoby G.C., & Wiles G.C.* 2003. Boreal temperature variability inferred from maximum latewood density and tree-ring width data, Wrangell Mountain region, Alaska. Quaternary Research, 60(3), 252–262.

11. *Esper J., Cook E.R., Krusic P.J., Peters K., & Schweingruber F.H.* (2003). Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies. Tree-ring research.

12. *Evans M.N., & Schrag D.P.* 2004. A stable isotope-based approach to tropical dendroclimatology. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68(16), 3295–3305.

13. *Friedrich M., Remmele S., Kromer B., Hofmann J., Spurk M., Kaiser K.F., & Küppers M.* 2004. The 12,460-year Hohenheim oak and pine tree-ring chronology from central Europe – a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironment reconstructions. Radiocarbon, 46(3), 1111–1122.

14. http://www.pages-igbp.org/ http://cmeswiss.com/ru/

15. *Kirdyanov A.V., Treydte K.S., Nikolaev A., Helle G., & Schleser G.H.* (2008). Climate signals in tree-ring width, density and δ 13 C from larches in Eastern Siberia (Russia). Chemical geology, 252(1), 31–41.

16. *Matskovsky V., & Helama S.* 2016. Direct transformation of tree-ring measurements into palaeoclimate reconstructions in three-dimensional space. The Holocene, 26(3), 439–449.

17. *McCarroll D., & Loader N.J.* (2004). Stable isotopes in tree rings. Quaternary Science Reviews, 23(7), 771–801.

18. *Schweingruber F.H.* 1988. A new dendroclimatic network for western North America. Dendrochronologia, 6, 171–180.

19. *Solomina O., Pavlova I., Curtis A., Jacoby G., Ponomareva V. and Pevzner M.* 2008. Constraining recent Shiveluch volcano eruptions (Kamchatka, Russia) by means of dendrochronology. Natural Hazards and Earth System Sciences. Special Issue: Tree-ring reconstructions in natural hazards research, v. 8, p. 1–15.

20. *Solomina O.N.* 2002. Dendrogeomorphology: Research Requirements. Dendrochronologia, 20 (1), p. 231–243.

21. *Stoffel M., & Bollschweiler M.* 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research? an overview. Natural Hazards and Earth System Science, 8(2), 187–202.

22. *Stokes M.A., Smiley T.L.* 1968. An introduction to tree-ring dating. Tucson: The University of Arizona Press, 73 p.

23. *Stuiver M., Reimer P.J., & Braziunas T.F.* 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. Radiocarbon, 40(3), 1127–1151.

24. *Worbes M.* 1995. How to measure growth dynamics in tropical trees a review. IAWA journal, 16(4), 337–351.

25. *Хантемиров Р.М., Горланова Л.А., Сурков А.Ю., Шиятов С.Г.* 2011. Экстремальные климатические события на Ямале за последние 4100 лет по дендрохронологическим данным. Известия РАН. Серия: географическая. № 2. С. 89–102.

26. *Шиятов С.Г.* 1973. Дендрохронология, ее принципы и методы. Записки Свердловского отделения Всесоюзного ботанического общества. Свердловск, Вып. 6. С. 53–81.

27. *Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев, М.М., Хантемиров Р.М.* 2000. Методы дендрохронологии. Ч. I: Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации: Учебно-методич. Пособие. Красноярск: КрасГУ, 80 с.

КРУПНЫЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ СЕМЕЙСТВА FELIDAE *PANTHERA (LEO)* EX. GR. *FOSSILIS–SPELAEA* ИЗ ЧЕРНОЯРСКОГО АЛЛЮВИЯ НА НИЖНЕЙ ВОЛГЕ (РОССИЯ)

THE LARGE FELID *PANTHERA (LEO)* EX. GR. *FOSSILIS–SPELAEA* FROM CHERNYI YAR ALLUVIUM ON LOWER VOLGA (RUSSIA)

М.В. Сотникова[1], И.В. Кириллова[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Музей Ледникового периода, Москва, Россия
sotnikmarina@yandex.ru, ikirillova@yandex.ru

M.V. Sotnikova[1], I.V. Kirillova[2]

[1] Geological Institute RAS, Moscow
[2] Ice Age Museum, Moscow, Russia

Палеонтологическая история львиной группы пантер хорошо известна в Европе. В целом она делится на 2 этапа. В первой половине среднего плейстоцена существовала гигантская примитивная форма *P. (Leo) fossilis,* в то время как в конце среднего и в позднем плейстоцене обычными были находки более мелкого ископаемого льва *P. (L.) spelaea*. Однако, в последние годы стало очевидным, что в интервале перехода от среднего к позднему и в первой половине позднего плейстоцена (MIS 6-4), наряду с пещерными львами *P. (L.) spelaea,* были распространены формы, имевшие преимущественно крупные размеры и сохранившие ряд примитивных признаков, характерных для *P. (L.) fossilis*. Эти формы, несмотря на совместное сосуществование с типичными пещерными львами, иногда рассматривались как «переходные» от *P. (L.) fossilis* к *P. (L.) spelaea*, и их даже пытались выделить в отдельный подвид *P. (L.) spelaea intermedius* [Argant et al., 2007]. В настоящий момент проблема таксономического статуса и родственных связей «переходных» форм является наиболее дискуссионной [Hemmer, 2011, Sabol, 2011]. По этому поводу существует две точки зрения. Первая поддерживает теорию последовательного развития линии ископаемых львов в Евразии и рассматривает *P. (L.) fossilis* и *P. (L.) spelaea* в качестве хроновидов или хроноподвидов [Argant et al., 2007]. Вторая предполагает более сложную историю этих таксонов с существованием нескольких, географически удаленных, центров видообразования, где происходила генерация более продвинутых морфотипов *P. (L.) fossilis* и формирование наиболее ранних *P. (L.) spelaea*, что объясняет их совместное присутствие в Европе и, возможно, Азии в более поздние периоды плейстоценовой истории [Hankó, Korsós, 2007; Hemmer 2011; Sabol, 2011]. Наиболее слабым звеном в этих теоретических предпосылках является тот факт, что первая теория во многом основывается на метрических характеристиках, которые, как показали недавние исследования [Marciszak at al., 2014], весьма вариабельны. Для второго сценария больше использовалась детальная морфология, но она на сегодняшний момент

недостаточно хорошо изучена. К сожалению, существующая в настоящее время европейская база данных по «переходным» формам не обладает достаточным количеством хорошо сохранившихся и надежно стратифицированных образцов и не обеспечивает необходимую морфологическую информацию для решения эволюционной проблемы этой группы фелид. Исследования последних лет показали, что в России и на прилежащих территориях также существовали как наиболее древние представители *P. (L.) fossilis* (конец раннего плейстоцена, Кузнецкая котловина), так и ископаемые львы с признаками «переходных» форм. Находки, приуроченные к интервалу плейстоцена = MIS 6-4, отмечены в Украине, Молодово 5, а также в России: в районе Куртака в Сибири, и в пещерах Мохневская и Иманай на Урале [Sotnikova, Foronova, 2014; Сотникова, Гимранов, 2017].

Нижняя челюсть крупного представителя львиной группы пантер найдена одним из авторов [И.К.] на правом берегу р. Волги, в районе урочища Нижнее Займище, примерно в 2,5 км ниже с. Черный Яр. Географически и стратиграфически фауна Нижнего Займища близка к фауне местонахождения Буераки, где в черноярском аллювии известна представительная ассоциация крупных и мелких млекопитающих. Обе фауны относятся к типовой серии черноярских местонахождений хазарского фаунистического комплекса, который был выделен В.И. Громовым [1948]. Возраст этого комплекса долгое время считался среднеплейстоценовым. Однако в настоящее время, по мелким млекопитающим фауна черноярских песков датируется концом среднего – началом позднего плейстоцена в пределах 150–120 т.л. [А.С. Тесаков, устное сообщение]. Таким образом, геологический возраст обсуждаемой находки хорошо коррелирует именно с тем интервалом плейстоцена (MIS 6-5) откуда лучше всего известны ископаемые львы с «переходным» набором морфологических признаков. Челюсть из Нижнего Займища с сохранившимися щечными зубами принадлежит взрослой крупной особи. По длине p3-m1 = 82,7 мм и толщине челюсти позади m1 = 25,6 мм она приближается к самым крупным экземплярам *P. (L.) fossilis* [Sotnikova, Foronova, 2014, таб. 1]. По отношению длины Lm1/Lp4 = 101,2% челюсть также находится в пределах диапазона этих значений (97,5% -105,5%) у *P. (L.) fossilis* из типовой серии Мосбаха и Мауера в Германии. Общими с *P. (L.) fossilis* являются такие характерные признаки, как форма массетерной ямки с узкой глубокой передней выемкой, расположенной в верхней трети высоты нижней челюсти и имеющей характерный нижний изгиб, а также большая толщина мандибулы позади m1. Зубные признаки также в целом сохраняют морфологию характерную для *P. (L.) fossilis.* Однако челюсть с Волги демонстрирует и продвинутые, относительно *P. (L.) fossilis,* признаки. Среди них можно отметить: не одинаковую высоту мандибулы перед p3 и за m1, слегка изогнутую нижнюю линию челюсти и относительно узкие p4 и m1. Если сравнивать комбинацию продвинутых признаков у ископаемого льва из Нижнего Займища с другими «переходными» формами из тех уровней плейстоцена, которые коррелянтны MIS 6-4, то выявляются следующие закономерности. В целом все они сохраняют крупные размеры, неизменными остаются, отмеченные выше, особенности морфологии передней части массетерной ямки, а также большая ширина челюсти за m1. В тоже время в деталях зубной морфологии и в толщине щечных зубов эти формы варьируют заметно больше. Однако древний морфотип строения p4 неизменно сохраняется у всех «переходных» форм.

Работа выполнена в рамках темы «Палеонтологическое обоснование стратиграфической шкалы верхнего кайнозоя Северной Евразии» и поддержана проектом РФФИ № 15-05-03958.

Список литературы

1. *Громов В.И.* 1948. Палеонтологическое и стратиграфическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Труды ИГН, 1948. Т. 64, геол. серия № 17. С. 1–524.

2. *Сотникова М.В., Гимранов Д.О.* О находках гигантских львов в мустьерских слоях пещеры Иманай на Южном Урале в России // Материалы LXIII сессии Палеонтологического общества, Санкт-Петербург, 2017. С. 207–209.

3. *Argant A., Jeannet M., Argant J., Erbajeva M.* The big cats of the fossil site Château Breccia Northern Section (Saône-et-Loire, Burgundy, France): stratigraphy, palaeoenvironment, ethology and biochronological dating // Courier Forschunginstitut Senckenberg, 2007. Vol. 259. P. 121–140.

4. *Hankó E., Korsós Z.* A cladistic analysis of the teeth and mandible morphological characters of Pleistocene lions from Hungary // Állattani Közlemének, 2007. Vol. 92. No. 1. P. 39–51.

5. *Hemmer H.* The story of the cave lion – Panthera leo spelaea (Goldfuss, 1810) – a Review. Quaternaire, Horssérie, 2011. Vol. 4. P. 201–208.

6. *Marciszak A., Schouwenburg C., Darga R.* Decreasing size process in the cave (Pleistocene) lion Panthera spelaea (Goldfuss, 1810) evolution – A review // Quaternary International, 2014. Vol. 339–340. P. 245–257.

7. *Sabol M.* Masters of the lost word: A hypothetical look at the temporal and spatial distribution of lion-like felids // Quaternaire, Hors-serie, 2011. Vol. 4. P. 229–236.

8. *Sotnikova M.V., Foronova I.V.* 2014. First Asian record of Panthera (Leo) fossilis (Mammalia, Carnivora, Felidae) in the Early Pleistocene of Western Siberia, Russia. Integrative Zoology. Vol. 9. P. 517–530.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ГОЛОЦЕНА И СХЕМА СТРАТИФИКАЦИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО БАССЕЙНА

STRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS OF THE HOLOCENE AND STRATIFICATION SCHEME OF THE HOLOCENE DEPOSITS OF THE CHIRCHIK-AHANGARAN BASIN

А.Г. Стельмах

Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан
stelmakhag@rambler.ru

A.G. Stelmakh

National University of Uzbekistan named after Mirzo Ulugbek, Tashkent, Uzbekistan

В настоящее время в международной стратиграфической шкале четвертичная система разделяется на два неравных по объему отдела – плейстоцен (2,58–0,0117 млн лет) и голоцен (от 0,0117 млн лет до настоящего времени). Стратотип нижней границы голоцена установлен в Центральной Гренландии и утвержден в 2008 г. [Walker, 2009]. Близ этого уровня располагается маркирующий горизонт, наблюдаемый, кроме Гренландии, в Северной Европе и известный под названием «ведде-пепел» с возрастом 10 400–10 300 радиоуглеродных лет. На этом уровне отмечается палеомагнитная микрозона Гетеборг (12 тыс. лет).

В региональных схемах Узбекистана голоцен как местное стратиграфическое подразделение выделен как сырдарьинский или амударьинский комплекс, нижняя граница проводится на рубеже 10000 лет. В основном корреляция голоценовых толщ отдельных районов проводится в объеме голоцена.

В основном для разработки схем расчленения и корреляции болотно-торфяных толщ голоцена применяют климатостратиграфические данные. Однако, во многих случаях поясной или даже субглобальный характер наблюдаемых в голоцене кратковременных похолоданий и потеплений практически не позволяют применять их для стратификации континентальных голоценовых отложений Узбекистана. С другой стороны, используемые геоморфологические данные для региональной корреляции голоценовых отложений Узбекистана не убедительны по причине отсутствия «жестких» временных реперов [Стельмах, 2016].

С целью корреляционных сопоставлений голоценовых отложений Узбекистана на примере бассейна реки Чирчик использован палеомагнитный метод, основанный на выявлении изменений естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости.

Бассейн реки Чирчик расположен на юго-западном погружении Каржантау-Чаткальских гор Республики Узбекистан. Его границы проходят по замкнутой линии Дарбаза – Чарвак – Сукок – Янгиюль – Сырдарья. Современные черты строения орогенной области были созданы новейшими и современными тектоническими движениями, осложнившими предшествующие довольно сложные домезозойские и палеозойские структуры.

Перед началом работ по стратификации голоценовых образований района исследования возник вопрос об объеме и выделении стратиграфических подразделений голоцена. Впервые наиболее полно вопрос о голоцен-плейстоценовой границе рассмотрены М.И. Нейштадтом и К.К. Марковым [Нейштадт, 1965; Марков, 1965]. Первый проводил

эту границу на уровне 12 000 лет назад и увязывал ее с началом накопления биогенных отложений в умеренном поясе Евразии. К.К. Марков проводил нижнюю границу голоцена на уровне 10 000 лет, приурочив ее ко времени равномерного разрушения Европейского ледникового щита, исчезновения перигляциальной растительности и фауны и началу мезо- и неолитического этапа развития общества.

В методическом плане полевые и лабораторные исследования были направлены на выявление особенностей структуры геомагнитного поля в голоцене и последующих магнитостратиграфических построений по стандартной методики [Храмов, Шолпо, 1967; Третяк, 1983]. Отобранные образцы из голоценовых отложений были подвергнуты с помощью температуры и переменного магнитного поля магнитным чисткам. Детальные палеомагнитные исследования позволили составить палеомагнитную схему расчленения и корреляции разрезов голоценовых отложений, определить в сводном магнитостратиграфическом разрезе стратиграфические уровни кратковременных геомагнитных событий голоцена [Стельмах, 2015].

Корреляционная схема голоценовых отложений бассейна реки Чирчик скорелирована с международной стратиграфической шкалой, геомагнитной шкалой полярности и схемами подразделений голоцена других регионов – биостратиграфическая схема Маева для Аральского моря, климатохронологическая схема Нейштадта для центральной части России и климатохронологическая схема Блитта-Сернандера для северо-западной части Европы.

Исходя из палеомагнитных и литологических данных голоценовые отложения в бассейне реки Чирчик выделены в сырдарьинскую серию (Qhsr), которая подразделена на нижнесырдарьинскую ($Qhsr_1$) и верхнесырдарьинскую ($Qhsr_2$) толщи, граница между толщами проведена на уровне 5000 лет назад.

К нижнесырдарьинской толще относятся отложения, слагающие вторую надпойменную террасу. В литологическом отношении террасовые отложения раннего голоцена состоят в верхней части в основном из аллювиальных суглинков и в основании их залегают толщи галечника, песка и супеси. В предгорьях террасовым отложениям соответствуют склоновые делювиальные и пролювиальные, в горах – мореные и на равнине озерно-солончаковые образования. Мощность нижнесырдарьинской толщи в бассейне реки Чирчик не превышает десяти метров. В этой толще на основе палеомагнитных исследований установлены два кратковременных геомагнитных события голоцена – экскурс и эпизод, которые прослежены в изученных разрезах Келес, Карасу, Аксаката и Хумсан. Нижняя граница голоцена проведена условно на уровне 13 000 лет.

К верхнесырдарьинской толще относятся отложения, слагающие первую надпойменную террасу, пойму, и образования конуса выносов. Литологически отложения представлены в основном галечником, дресвой, песком, супесью и в ограниченном объеме суглинками. Мощность толщи не превышает нескольких метров. В предгорьях отложениям данной толщи соответствуют незначительно развитые пролювиально-делювиальные образования, а на равнине им коррелятивны голоценовые отложения рек Сырдарья и Амударья. В палеомагнитном отношении в отложениях позднего голоцена зафиксирован один кратковременный эпизод.

Список литературы

1. *Марков К.К.* Главные изменения природы на поверхности Земли в голоцене // Палеогеография четвертичного периода. М.: МГУ, 1965. С. 5–18.

2. *Нейштадт М.И.* О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 66–69.

3. *Стельмах А.Г.* Стратиграфическое расчленение голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского бассейна // Вестник НУУз, направление естественных наук, 3/1. Ташкент: НУУз, 2015. С. 147–149.

4. *Стельмах А.Г.* Палеомагнитные и палеопочвенные критерии в стратиграфии плейстоцен-голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона // Вестник НУУз, направление естественных наук, 3/1. Ташкент: НУУз, 2016. С. 185–188.

5. *Третяк А.Н.* Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 254 с.

6. *Храмов А.Н., Шолпо Л.Е.* Палеомагнетизм. Л: Недра, 1967. 252 с.

7. *Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T.* et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // Quaternary Sci. 2009. Vol. 24. Is.1. P. 3–17.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО РАЗРЕЗА В МЕСТЕ НАХОДКИ СОПКАРГИНСКОГО МАМОНТА (ЗАПАДНЫЙ ТАЙМЫР)

GEOCRYOLOGY STRUCTURE OF QUATERNARY SECTION IN THE PLACE OF SOPKARGINSKY MAMMOTH FINDING (WESTERN TAIMYR)

И.Д. Стрелецкая[1], Е.А. Гусев[2], А.А. Васильев[3,4], Г.Е. Облогов[3,4]

[1] Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия, irinastrelets@gmail.com
[2] Всероссийский НИИ геологии и минеральных ресурсов мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия
[3] Институт криосферы Земли Сибирского отделения Российской академии наук, Тюмень, Россия
[4] Институт криософии и криологии Тюменского государственного университета, Тюмень, Россия

I.D. Streletskaya[1], E.A. Gusev[2], A.A. Vasiliev[3,4], G.E. Oblogov[3,4]

[1] Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia
[2] I.S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, Russia
[3] Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia
[4] Institute of Cryosophy and Cryology of Tyumen State University, Tyumen, Russia

В 2012 году в береговом обрыве правого берега Енисейского залива была обнаружена частично разложившаяся туша шерстистого мамонта Mammuthus primigenius [Мащенко и др., 2015]. Ценная находка была сделана ненецким мальчиком Евгением Салиндером и названа в его честь – «мамонт Женя». Участок расположен примерно в 3 км к северу от полярной метеорологической станции «Сопочная Карга» на мысе Сопочная Карга, поэтому второе название находки – «Сопкаргинский мамонт».

Геолого-геокриологического строение берегов Енисейского залива, в том числе и район мыса Сопочная Карга, является достаточно хорошо изученным. В публикациях последних лет содержатся информация о составе, строении и возрасте четвертичных отложений и подземных льдом района [Стрелецкая и др. 2007, 2012, 2013; Стрелецкая, Васильев, 2009; Гусев, Молодьков, 2012; Гусев и др., 2012; Gusev et al., 2016].

В 2014 году полевой группой Института криосферы Земли СО РАН было выполнено геолого-геокриологическое описание берегового разреза непосредственно в месте находки мамонта.

Строение разреза. В береговом обрыве протяженностью 2 км вскрываются отложения второй террасы р. Енисей (рис. 1). На поверхности террасы высотой 12–20 м над уровнем залива с поверхности до глубины 1–2 м залегают плохо и среднеразложившиеся торфа (bIV). В основании торфяного горизонта по обломку древесины определен радиоуглеродный возраст 9050 лет (календарный возраст 10 210±70 (ЛУ-6545)), а также радиоуглеродный возраст по торфу 9900±230 лет (календарный возраст 11 460±400 (ЛУ-6543)), формирование торфяного горизонта началось около 11 тыс. лет назад. Под торфами залегают слоистые пылеватые супеси и мелко-среднезернистые пески ($aIII^{3-4}$) мощностью 4–10 м. Нижняя граница песков и супесей неровная и залегает на отметках 2–12 м над уровнем моря. Супеси и пески желто-серые, с корешками растений, с прослоями, гнездами и линзами торфа, горизонтально и косослоистые, с пятнами ожелезнения, мерзлые. Содержание органического углерода достигает 2,0%. Сверху вниз по разрезу количество пылеватых частиц и органических примесей сокращается, супеси переходят в крупнозернистые и гравелистые пески и подстилаются глинами ($mIII^{1}$). Для уточнения генезиса отложений и условий их формирования методом детального грануломинералогического анализа песчаной фракции [Сурков, 2000] изучена серия проб из гравийного горизонта на контакте глин и песков (рис. 1). Горизонт диагностируется как русловая фация низовьев крупной реки. Супеси, торфа и пески не засолены. Степень засоления не превышает 0,06%. Среди ионов преобладают гидрокарбонат и натрий ионы.

В северной части, представленного на рисунке 1 разреза, под песчано-супесчаной толщей ($aIII^{3-4}$) обнажается прослои торфа ($bIII^{3}$), радиоуглеродный возраст которого более 37 200 лет (кален-

дарный возраст более 42 260 лет (ЛУ-6546)). На пляже в основании обрыва найдена кость северного оленя, по которой получен радиоуглеродный возраст 13 770±480 лет (календарный возраст – 16 690±790 лет (ЛУ-6998)) (Стрелецкая и др., 2013).

Глины ($mIII^1$), подстилающие пески и супеси, темно-серые, плотные, на верхнем контакте со следами ожелезнения, оскольчатые, мерзлые. Видимая мощность глин от 2 до 30 м. Отложения засолены (степень засоления до 1,5%) и по составу водорастворимых солей диагностируются как морские. Количество органического углерода в глинистых отложениях составляет 0,8–1,0%.

Криогенное строение. Криогенная текстура торфов, песков и супесей массивная, реже микрошлировая. Весовая влажность пылеватых супесей составляет 25–60%, крупнозернистые пески с галькой на контакте с глинами содержат уже в несколько раз меньше влаги (12–15%).

Супеси и пески второй террасы Енисея вмещают сингенетические полигонально-жильные льды (ПЖЛ) мощностью около 10 м (рис. 1) и шириной 2–3 м в верхних частях жил (на рис. 1 ширина ПЖЛ вне масштаба). Нижние узкие части жил проникают в глины на 0,5–1,0 м, на отдельных участках разреза уходят под уровень моря. Значения изотопов кислорода из льда составили 24–26‰.

Льдистость глин ($mIII^1$) меняется по разрезу от льдистых (суммарная весовая влажность которых составляет 30–53%) до сильнольдистых (суммарная весовая влажность которых превышает 130%). Льдистые глины имеют крупно-сетчатую криогенную текстуру. Сильнольдистые глины представляют собой чередование льдогрунтовых прослоев мощностью 10–25 см в разной степени насыщенных минеральными включениями. При оттаивании такие прослои выглядят как пояски и ребра параллельные друг другу или образуют плавные складки.

Подробное криолитологическое описание разреза непосредственно в месте нахождения туши Сопкаргинского мамонта сделано в июле 2014 года.

Верхняя часть разреза до глубины 4,5 м представлена чередованием супесчаных слоев и торфяных прослоев, с глубины 0,9 м в мерзлом состоянии. Супесь пылеватая серо-коричневого (палевого) цвета с неравномерно-распределенными включениями торфа и мелких корешков растений. Торфяные прослои мощностью от первых сантиметров до 20–25 см коричневого цвета, торф средне- и плохоразложившийся. Верхняя мерзлая часть разреза до глубины 1,4 м характеризуется микрошлировой криотекстурой и наибольшей по разрезу суммарной влажностью (около 66%). Ниже криотекстура песков, супесей и торфа везде массивная с редкими единичными шлирами льда мощностью менее 1 мм.

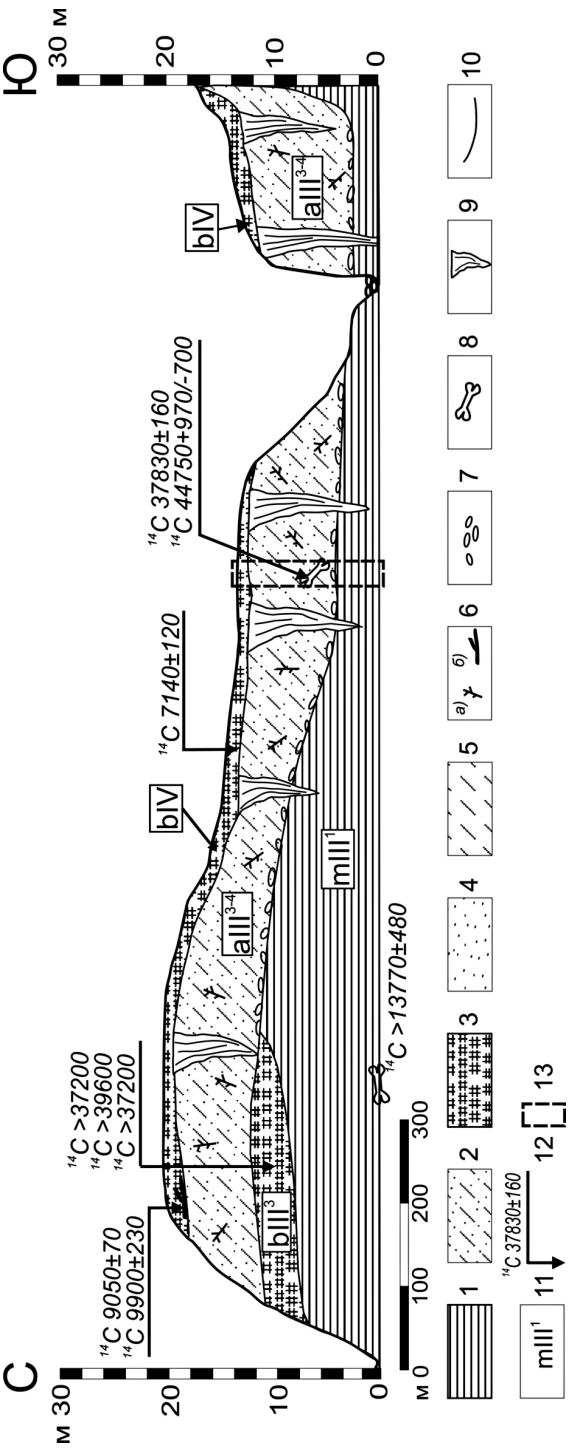


Рис. 1. Схематический геокриологический разрез четвертичных отложений в районе мыса Сопочная Карга (Западный Таймыр).

Условные обозначения: 1 – глины; 2 – супеси и пески; 3 – торф; 4 – пески; 5 – супеси; 6 – растительные включения (а – веточек, б – древесины); 7 – включения гравия и гальки; 8 – кости млекопитающих; 9 – сингенетические ПЖЛ (на разрезах показаны вне масштаба); 10 – геологические границы; 11 – геолого-генетический индекс отложений; 12 – радиоуглеродный возраст отложений; 13 – разрез места нахождения Сопкаргинского мамонта Жени (см. описание в тексте)

С глубины 4,5 м до 7,4 м залегают пески средне- и мелкозернистые горизонтально и косослоистые, ожелезненные, с равномерно распределенными мелкими включениями веточек кустарников. Слои подчеркиваются различными оттенками серого и серо-желтого цветов и залегают под углом до 30–45° по отношению друг к другу. Граница между песками и вышележащими супесями подчеркнута прослоем песка с гравием и галькой размером от 0,1 до 1–2 см с преобладанием мелких частиц. Мощность прослоя 10 см. Криотекстура песков массивная. Влажность (льдистость) песчаного горизонта практически не меняется (22–25%). На глубине 6 м в 2012 году в данных песках была вскрыта туша шерстистого мамонта. Высокая льдистость (влажность) песков и супесей не меняющаяся по разрезу характерная особенность условий одновременного накопления и промерзавших отложений (сингенеза). Определения радиоуглеродного возраста мамонта составили от 37 830±160 (UGAMS-12565) до 44 750+970–700 (GrA-57723) [Мащенко и др., 2015; Гусев и др., 2015].

На глубине 7,4–7,6 м гравийный горизонт. Гравий размером от первых миллиметров до 7 см различной степени окатанности с песчаным заполнителем.

Ниже на глубинах 7,6–9,1 м выделен слой серо-желтых и темно-серых супесей. На фоне более темных супесей наблюдаются прослойки и затеки более светлого оттенка. В слое встречаются равномерно-распределенные включения органического вещества черного цвета и редкие гальки размером до 3 см. Криотекстура супесей массивная с единичными разнонаправленными шлирами льда менее 1 мм.

Нижней горизонт, подошва которого залегает ниже уреза пляжа, представлен глинами коричнево-серым с затеками, пятнами ожелезнения, единичными включениями гальки и черными пятнами органического вещества диаметром менее 1 мм. Криотекстура неполносетчатая. С глубины 9,9 м шлиры преимущественно субвертикально ориентированы.

Заключение. Таким образом, на основе имеющихся опубликованных и вновь полученных палеогеографических данных для севера Западной Сибири можно реконструировать прибрежно-равнинные тундровые и лесотундровые обстановки. Сопкаргинский мамонт обитал в каргинское время (МИС 3) в климатических условиях, отличающихся от современных более низкими зимними температурами (на это указывает изотопный состав ПЖЛ) и отсутствием снега зимой (на это указывает размер сингенетических жильных льдов). Быстрое промерзание туши и захоронение в сильнольдистых отложениях на пойме крупной реки позволило хорошо сохраниться мягким тканям мамонта.

Список литературы

1. *Гусев Е.А., Крылов А.В., Воронков А.Ю., Никитин М.Ю.* Неоплейстоцен-голоценовые моллюски Енисейского севера // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Труды ВНИИОкеангеология, 2012. Т. 223. Вып. 8. С. 75–85.

2. *Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Деревянко Л.Г.* Сопкаргинский мамонт, время и условия его обитания (север Западной Сибири) // Успехи современного естествознания. Геолого-минералогические науки, 2015. № 1. С. 423–435.

3. *Мащенко Е.Н., Тихонов А.Н., Сердюк Н.В., Тарасенко К.К., Лопатин А.В.* Находка трупа самца мамонта в каргинских отложениях плейстоцена Таймыра // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 2. С. 242–245.

4. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.* Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2009. Т. XIII. № 3. С. 59–69.

5. *Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Каневский М.З., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г.* Новые результаты комплексных исследований четвертичных отложений Западного Таймыра // Криосфера Земли, 2007. Т. XI. № 3. С. 14–28.

6. *Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Аникина Н.Ю., Арсланов Х.А., Деревянко Л.Г., Пушина З.В.* Геокриологическое строение четвертичных отложений берегов западного Таймыра // Криосфера Земли, 2013. T.XVII. № 3. С. 17–26.

7. *Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А.* Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена – голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 2012. № 72. С. 28–59.

8. *Сурков А.В.* Новое в изучении песчано-алевритовой компоненты россыпей и осадочных пород (Альтернативная методика). М., Издатель Е. Разумова, 2000. 286 с.

9. *Gusev E.A., Molodkov A.N., Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Anikina N.Yu., Bondarenko S.A., Derevyanko L.G., Kupriyanova N.V., Maksimov F.E., Polyakova E.I., Pushina Z.V., Stepanova G.V., Oblogov G.E.* Deposits of the Kazantsevo Transgression (MIS 5) in the Northern Yenisei Region // Russian Geology and Geophysics, 2016. Vol. 57. P. 586–596.

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ МОРФОЛИТОСТРУКТУР В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ И ОКИ

STRUCTURE AND DYNAMICS OF UNEVEN-AGED GLACIAL MORFOLITOSTRUCTURES IN THE BASIN OF THE UPPER VOLGA AND OKA

Н.Г. Судакова[1], С.И. Антонов[1], А.И. Введенская[1], С.С. Карпухин[2], А.Е. Алтынов[3]

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва
tsn60@mail.ru
[2] Акционерное общество «Научно-исследовательский институт точных приборов», Москва
[3] Московский государственный институт геодезии и картографии (МИГАИиК), Москва

N.G. Sudakova[1], S.I. Antonov[1], A.I. Vvedenskaya[1], S.S. Karpuhin[2], A.E. Altinov[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow
[2] «Yoint-Stock Company of Precision Instruments», Moscow
[3] Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow

В Верхневолжско-Окском секторе древнеледниковой области Русской равнины широко распространены краевые образования московского и калининского возраста, которые оказывают существенное влияние на геоморфологическое строение и стратиграфию плейстоценовых отложений. Несмотря на многолетнее изучение проблемы [Зарина и Краснов, 1965; Московский ледниковый…, 1982; Реконструкция…, 2008 и др.] до сих пор остаются нерешенные вопросы, связанные с ледниковой ритмикой на Русской равнине [Судакова и др., 2013].

В связи с дискуссионностью возрастной трактовки максимальных и стадиальных границ краевых образований разновозрастных оледенений важное значение имеет решение актуальных задач: 1) обоснование стратиграфической основы палеогеографических реконструкций ледниковой ритмики; 2) уточнение радиальной структуры ледникового рельефа; 3) воссоздание инфраструктуры и плановой конфигурации краевых ледниковых зон московского и калининского оледенений.

Решение поставленных задач опирается на результаты многолетних комплексных исследований региона [Комплексный анализ…, 1992; Реконструкция…, 2008; Судакова и др., 2013; и др.]. Результативно использованы преимущества космической информации, при этом наиболее значимым ресурсом является цифровая модель рельефа, создаваемая по данным спутниковой радиолокационной съемки с борта космического аппарата Shuttle, которая с необходимой для поставленной задачи детальностью отображает пластику и расчлененность рельефа [Судакова, Карпухин, Алтынов, 2015]. Получена ценная дополнительная информация для уточнения границ распространения и динамики калининского и московского оледенений, а также для детализации элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон.

Важнейшим фактором ледникового морфолитогенеза служат орографические особенности коренных пород, которые сказались на формировании главных ледораздельных зон и крупных гляциодепрессий. Среди краевых зон московского ледникового покрова четко выделяется Вяземско-Гжатские холмисто-грядовые краевые образования. Южнее на морено-зандровой равнине хорошо-выражена в рельефе Спас-Деменская конечно-моренная гряда с абсолютными высотами 240–280 м. Севернее прослеживается Можайская конечно-моренная гряда, отвечающая позднему этапу дегляциации московского покрова.

В результате комплексного исследования ключевых опорных разрезов в Сатинском страторайоне в бассейне р. Протвы и в Ржевском Поволжье сделаны существенные дополнения и уточнения по остро дискуссионным вопросам стратиграфии и палеогеографии среднего и позднего плейстоцена. На Сатинском полигоне уверенно выделяются два ледниковых горизонта – днепровский (310–270 т.л.н.; МИС 8) и московский (220–150 т.л.н.; МИС 6), с контрастной литологической характеристикой. Они разделены сатинским межледниковым горизонтом [Антонов и др., 2000]. Получено климато-стратиграфическое и геоморфологическое подтверждение стадийного развития длительного московского оледенения. В Можайско-Тарусском радиусе по комплексу показателей четко различа-

ются три литолого-минералогические разности московской морены, отвечающие калужскому, боровскому, можайскому этапам дегляциации [Антонов и др., 2000; Судакова и др., 2013]. Ранней калужской стадии соответствует морена с РТЛ датировкой 221–213 тыс. л.н. Последующая боровская стадия (170–168 тыс. л.н.) фиксируется в рельефе Протвинско-Боровской зоной краевых образований раннего этапа и Можайской грядой фазиального ранга.

В бассейне р. Молодой Туд и в долине Волги в 50 км выше по течению от г. Ржева по условиям залегания, особенностям строения и вещественного состава отложений выделяются три горизонта морен [Реконструкция…, 2008]. Покровная (калининская) морена мощностью 4–10 м слагает поверхность междуречий, а в долине р. Малая Коша у д. Лошаково подстилается микулинскими отложениями, что свидетельствует о ее позднеплейстоценовом возрасте. В пределах Верхневолжской низменности в хорошо выраженных в рельефе краевых зонах среди краевых гряд преобладают морены напора с многочисленными отторженцами и следами гляциодислокаций.

Проведенный детальный минералогический анализ разновозрастных моренных горизонтов позволяет оценить достоверность их диагностических и корреляционных признаков. Минералогические спектры разновозрастных морен достаточно индивидуальны и различимы между собой. В Сатинском страторайоне и Ржевском Поволжье по сумме показателей нижняя морена сопоставляется с днепровским горизонтом смежных территорий. Вышележащая морена четко коррелируется с московским горизонтом центральных районов, а покровная морена в Ржевском Поволжье, имеющая биостратиграфическое обоснование (залегает на микулинских слоях), уверенно соотносится с калининским оледенением. Его максимальная граница прослеживается вдоль Верхневолжской долины и северного подножия Клинско-Дмитровской гряды.

На основе согласующихся геолого-геоморфологических, литологических, биостратиграфических, геохронологических и космических данных реконструирована радиально-маргинальная структура и динамика краевых зон московского и калининского оледенений. Подтверждена их стадийность. С помощью цифровых моделей рельефа определена конфигурация и инфраструктура сопряженных форм рельефа разновозрастных краевых сооружений, отраженных на составленной карте. Уточнена граница распространения калининского ледникового покрова, который в верховьях Волги выдвигался южнее осташковского. Полученные результаты имеют важное значение для обоснованной реконструкции ледниковой ритмики среднего и позднего неоплейстоцена.

Список литературы

1. *Антонов С.И., Малаева Е.М., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г.* Климатостратиграфические подразделения московского горизонта юго-западного Подмосковья. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. № 3. С. 100–112.

2. *Зарина Е.П., Краснов И.И.* Проблема сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий. // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: «Минтис». 1965. С. 5–21.

3. Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона. Под редакцией Г.И. Рычагова и С.И. Антонова. М.: Изд-во МГУ. 1992. 128 с.

4. Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 240 с.

5. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М., 2008, 167 с.

6. *Судакова Н.Г. Антонов С.И., Введенская А.И.* Структура краевых ледниковых зон Центральном регионе Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2013. № 6. С. 54–60.

7. *Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е.* Палеогеографические реконструкции ледниковых морфолитоструктур Подмосковья с использованием космической информации // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода № 74 . 2015. М.: ГЕОС. С. 76–89.

ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ГЕРПЕТОФАУНА КАВКАЗА

PLEISTOCENE HERPETOFAUNA OF THE CAUCASUS

Е.В. Сыромятникова[1,2], И.В. Доронин[2], Г.Ф. Барышников[2]

[1] Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия
[2] Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия
esyromyatnikova@gmail.com

E.V. Syromyatnikova[1,2], I.V. Doronin[2], G.F. Baryshnikov[2]

[1] Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] Zoological Institute RAS, St. Petersburg, Russia

Современная герпетофауна Кавказа выделяется в пределах Северной Евразии своим высоким фаунистическим разнообразием [см. например, Ананьева и др., 2006]. Плейстоценовый этап ее развития недостаточно известен и отражен лишь в отдельных сообщениях по некоторым местонахождениям: Кударские пещеры [Даревский, 1980; Амиранашвили и др., 1991]; Мезмайская [Сыромятникова и др., 2013]; Дманиси [Blain et al., 2014]; Азох 1 [Blain, 2016]; Двойная [Леонова и др., 2015]. Здесь мы приводим краткий обзор остатков амфибий и рептилий среднего и позднего плейстоцена из пещерных местонахождений Северного (Мезмайская, Матузка и Мыштулагты лагат) и Южного (Кударо 1, Кударо 3 и Ахштырская) Кавказа.

Наиболее обильный костный материал (более 400 остатков) встречен в Мезмайской пещере. Амфибии и рептилии были впервые упомянуты здесь как *Bufo* sp. и *Lacerta* sp. [Baryshnikov et al., 1996]. Дальнейшее детальное изучение (слои 2а, 2б и 5; сборы 1988–89 и 1991 гг.) показало присутствие здесь *Rana macrocnemis*, *Bufo* sp., *Anguis fragilis*, *Lacerta* cf. *agilis*, cf. *Darevskia* sp., *Coronella austriaca*, Viperidae indet. [Сыромятникова и др., 2013]. Большинство остатков принадлежит представителям семейства Lacertidae, среди которых определяются две формы. К первой принадлежит крупная ящерица, сходная по размеру с *L. agilis*. Ее остатки составляют около 10% от общего числа всех лацертид. Вторая форма – мелкая ящерица, предварительно отнесена к *Darevskia* sp., однако из-за недостаточно изученной морфологии скелета этого рода, точное определение пока затруднительно. Остальные таксоны из Мезмайской известны по единичным находкам. Преобладание доли ящериц в скоплении амфибий и рептилий, наблюдаемое в Мезмайской, неизвестно в других пещерах Кавказа.

Герпетофауна пещеры Матузка ранее не изучалась. Сборы 1988–89 гг. (слои 6 и 7) позволяют указать здесь *Rana* sp., Lacertidae indet., *Coronella austriaca.* Большинство остатков принадлежит мелкой форме Lacertidae, отличной от *L. agilis.*

Герпетофауна пещеры Мыштулагты лагат (слои 3, 7 и 9, сборы 1985 г.) включает *Rana* sp., *Bufotes viridis* и *Lacerta* sp. Остатки ящериц позволяют отнести их к мелкой форме лацертид, отличной от *L. agilis.*

Амфибии и рептилии из Ахштырской пещеры (слой 2, сборы 1999 г.) были впервые упомянуты в общем списке фауны и включали *Rana* sp. и *Lacerta* sp. [Барышников, 2012]. Наши данные позволяют указать здесь *Bufotes viridis*, *Anguis fragilis* и *Lacert*a sp. Количество остатков амфибий и рептилий из Ахштырской незначительное (около 10), при этом почти половину из них составляют остатки *A. fragilis.*

Герпетофауна Кударских пещер изучена лучше остальных. Она происходит из различных стратиграфических уровней и изучалась разными специалистами в разные годы. Из Кударо 1 известны *Rana macrocnemis, Rana* sp., *Pelophylax ridibundus*, *Bufotes viridis* и *Lacerta* cf. *agilis* из отложений плейстоцена [Даревский, 1980] и *Bufo* sp., *Rana* sp. и Ranidae indet. из отложений голоцена [Roček, 1993]. Из Кударо 3 известны *R. macrocnemis, P. ridibundus, Bufotes viridis, Natrix natrix* и *Emys orbicularis* [Амиранашвили и др., 1991; Барышников, Несов, 1999]. Дополнительные материалы из Кударо 1 (слои 3–5, сборы 1957–58 гг.), а также переизучение части материалов, определенных Даревским [1980], позволяют подтвердить наличие здесь *R. macrocnemis* и *B. viridis.* Присутствие в комплексе пещеры *Lacerta* cf. *agilis,* определенной по единственной межчелюстной кости [Даревский, 1980], было признано ошибочным [Амиранашвили и др., 1991]. Тем не

менее, наши материалы позволяют включить этот таксон (как *Lacerta* sp.) в состав герпетофауны пещеры по наличию фрагмента зубной кости.

Представители всех выявленных таксонов обитают на Кавказе в настоящее время. Среди них, *Rana macrocnemis* и *Darevskia* sp. – субэндемики Кавказа, а остальные таксоны широко распространены и за пределами Кавказского региона. Находки *Coronella austriaca* и *Anguis fragilis* указываются для плейстоцена Кавказа впервые. Современная веретеница на Кавказе образует изолированную популяцию. Находки ископаемых веретениц из Мезмайской пещеры (слой 2, около 40–30 тыс. л.) позволяет предположить, что эта ящерица заселила Кавказ не позднее начала позднего плейстоцена.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 15-04-02079, плановая тема № 00125-2016-0002.

Список литературы

1. *Амиранашвили Н.Г., Гутиева Н.В., Чхиквадзе В.М.* Новые данные о герпетофауне палеолита Грузии / Флора и фауна мезо-кайнозоя Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1991. С. 159–165.

2. *Ананьева Н.Б., Орлов Н.Л., Халиков Р.Г., Даревский И.С., Рябов С.А., Барабанов А.В.* Атлас пресмыкающихся Северной Евразии (таксономическое разнообразие, географическое распространение и природоохранный статус). СПб.: ЗИН РАН, 2004. 232 с.

3. *Барышников Г.Ф.* Обзор ископаемых останков позвоночных из плейстоценовых слоев Ахштырской пещеры (Северо-Западный Кавказ) // Труды Зоологического института РАН, 2012. Т. 316. № 2. С. 93–138.

4. *Барышников Г.Ф., Несов Л.А.* О находке болотной черепахи (*Emys orbicularis*) в ашельской фауне пещеры Кударо 3 в Закавказье // Тр. Зоол. ин-та РАН, 1999. Т. 277. С. 127–129.

5. *Даревский И.С.* Земноводные и пресмыкающиеся из пещеры Кударо I / В сб.: Кударские пещерные палеолитические стоянки в Юго-Осетии. Москва, 1980. С. 125–127.

6. *Леонова Е.В., Сердюк Н.В., Тесаков А.С., Волкова Н.В., Зеленков Н.В., Сыромятникова Е.В., Фролов П.Д.* Переход от позднего плейстоцена к голоцену по фаунистическим материалам из позднепалеолитических и мезолитических памятников Губского ущелья (северо-западный Кавказ) // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы IX Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 268–271.

7. *Сыромятникова Е.В., Доронин И.В., Барышников Г.Ф.* 2013. Остатки амфибий и рептилий из Мезмайской пещеры: новые данные по герпетофауне позднего плейстоцена Кавказа // Труды VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 615–616.

8. *Baryshnikov G., Hoffecker J., Burgess R.* Palaeontology and zooarchaelogy of Mezmaiskaya Cave (northwestern Caucasus, Russia) // Journ. Archaeol. Sci., 1996. Vol. 23. P. 313–335.

9. *Blain H.-A., Agustí J., Lordkipanidze D., Rook L., Delfino M.* Paleoclimatic and paleoenvironmental context of the Early Pleistocene hominins from Dmanisi (Georgia, Lesser Caucasus) inferred from the herpetofaunal assemblage // Quaternary Science Reviews, 2014. № 105. P. 136–150.

10. *Blain H.-A.* Amphibians and Squamate Reptiles from Azokh 1 / In: Fernández-Jalvo Y., King T., Yepiskoposyan L., Andrews P. (eds.). Azokh Cave and the Transcaucasian Corridor, Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology Series, Springer, 2016. P. 191–210.

11. *Roček Z.* Holocene anurans from Caucasus // Asiatic Herpetological Research, 1993. № 5, P. 31–34.

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКАЯ БАЗА ДАННЫХ PALEOLAKE

PALAEOLIMNOLOGY DATABASE PALEOLAKE

Л.С. Сырых[1,2], Д.А. Субетто[1,2,3], И.М. Греков[1,3]

[1] РГПУ им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
[2] Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия
[3] ИВПС КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия
lyudmilalsd@gmail.com

L.S. Syrykh[1,2], D.A. Subetto[1,2,3], I.M. Grekov[1,3]

[1] Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia
[2] Kazan federal university, Kazan, Russia
[3] North Water Problem Institute KarRC RAS, Petrozavodsk, Russia

Для определения хода естественного развития природных систем и степени влияния на них антропогенных факторов необходимо знать, каким образом они изменялись в прошлом. Создание палеогеографических баз данных для мониторинга современного состояния озерных систем и их реконструкции их развития в прошлом широко используется в зарубежной науке [Sundqvist et al., 2014; Suggitt et al., 2015]. С целью систематизации и анализа информации об озерах Восточно-Европейской равнины создана база палеолимнологических данных PaleoLake [Субетто, Сырых, 2014; Syrykh et al., 2014].

База палеолимнологических данных (БД) составлена на основе опубликованной информации об озерах Восточно-Европейской равнины, изученных палеолимнологическими методами, и представлена в формате MS Excel, где каждый объект и его характеристика хранятся в виде строки таблицы. Такой формат представления данных обеспечивает: 1) структурированное хранение и статистическую обработку данных; 2) поиск в таблице объектов по необходимым атрибутам, на основе графического представления и выборки; 3) создание тематических картографических материалов; 4) возможность использования для реконструкции палеогеографических условий окружающей среды. БД интегрируется в геоинформационные системы (ГИС) для графического представления, обработки и анализа информации по объектам и создания картографических материалов.

В структуре метабазы данных такие категории, как наименование озера; географическое положение (географические координаты; регион), высота над уровнем моря; морфометрические показатели: глубина средняя, глубина максимальная, площадь, объем; происхождение котловины; сведения о донных отложениях (пробоотбор, тип материала, мощность отложений), виды проводимых с образцами анализов (литологический, геохимический; микропалеонтологические: диатомовый, хирономидный, спорово-пыльцевой и др.), методы датирования (радиоуглеродный анализ, AMS-спектрометрия, радиоизотопный и пр.) и изученный интервал времени осадконакопления; библиографические источники, использованные в работе [Syrykh et al., 2014].

В БД представлены сведения о более чем 200 озерах, она дополняется новыми сведениями как об уже учтенных в ней объектах, так и новых, которые ранее не были представлены.

Территория Восточно-Европейской равнины изучена неравномерно [История озер…, 1992, Субетто, 2009]. Большая часть палеолимнологических исследований проводится в северо-западном секторе, на территории, которая была занята оледенением либо в перигляциальной зоне. Здесь проводится реконструкция природно-климатических условий прошлого (таких как ледниковая осцилляция, морская трансгрессия, развитие приледниковых водоемов, эволюция ландшафтов и пр.) на базе изучения донных отложений озер [Лудикова 2005; Субетто, 2010; Колька и др., 2013, 2014; Субетто и др. 2017; Nikolaeva et al., 2014, 2017].

Согласно анализу данных из БД PaleoLake, исследования донных отложений озер в настоящее время проводятся по двум направлениям – экологическое, в рамках которого проводится мониторинг состояния озерной экосистемы в целом или отдельных ее компонентов, проводится анализ загрязнения воды и донных осадков в том числе и отслеживание динамики этих процессов во времени, проводится

оценка степени антропогенного влияния на развитие озер [например, Даувальтер, 2012], и палеогеографическое направление, которое включает в себя изучение донных отложений озер и реконструкцию природных событий прошлого [Субетто и др., 2017], данный аспект охватывает и вопросы геоархеологии, т.е. заселение человеком разных территорий.

По изученным временным срезам все представленные в БД материалы можно подразделить на четыре группы: исследования плейстоцена, переходный период от неоплейстоцена к голоцену, голоцен, исследования последних 2000 лет [например, Денисов, 2012].

Наиболее точные реконструкции могут быть получены при использовании донных отложений несколькими палеолимнологическими методами в совокупности, поэтому в настоящее время проводятся комплексные исследования [например, Назарова и др., 2015, 2017; Сырых и др., 2015].

Анализ базы данных PaleoLake позволяет сделать вывод о пространственных и временных особенностях озерного седиментогенеза на Восточно-Европейской равнине, что дает возможность построения временных срезов развития природной среды всей равнины в целом.

Список литературы

1. *Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С.* Тенденции изменений химического состава донных отложений пресноводных субарктических и арктических водоемов под влиянием природных и антропогенных факторов // Труды КНЦ РАН, Прикладная экология Севера, 2012. Вып. 1. С. 55–88.

2. *Денисов Д.Б.* Реконструкция развития экосистемы малого горного субарктического водоема за последние 900 лет (на примере озера Академическое, Хибины, Кольский полуостров) // Труды КНЦ РАН, Прикладная экология Севера, 2012. Вып. 1. С. 127–148.

3. История озер Восточно-Европейской равнины. Серия «История озер». СПб.: Наука, 1992. 262 с.

4. *Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я.Й., Корнер Д.Д.* Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Изв. РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73–88.

5. *Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Лаврова Н.Б.* Временная последовательность перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер района Кузема (Северная Карелия) // Изв. РГО. 2014. Т. 146, Вып. 6. С. 14–26.

6. *Лудикова А.В., Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В., Арсланов Х.А.* Колебания уровня Ладожского озера в голоцене (на основе палеолимнологических исследований оз. Св. Сергия на о. Путсаари) // Изв. РГО. 2005. Т.137. № 6. С. 34–41.

7. *Назарова Л.Б., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Сырых Л.С.* Палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции голоцена по результатам хирономидного анализа донных отложений оз. Глубокое // Доклады АН, 2015, Т. 460, № 6. С. 736–739.

8. *Назарова Л.Б., Субетто Д.А., Сырых Л.С., Леонтьев П.А., Греков И.М.* Реконструкции палеоэкологических и палеоклиматических условий позднего плейстоцена и голоцена по результатам анализа донных отложений озера Медведевское (Карельский перешеек) // Доклады АН 2017. *В печати.*

9. *Субетто Д.А.* Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 339 с.

10. *Субетто Д.А., Назарова Л.Б., Пестрякова Л.А., Сырых Л.С., Андроников А.В., Бискаборн Б., Дикманн Б., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Греков И.М.* Палеолимнологические исследования озер северной Евразии. Обзор исследований. // Сибирский экологический журнал, 2017. № 4, с. 369–380. *В печати.*

11. *Субетто Д.А., Сырых Л.С.* База палеолимнологических данных «PaleoLake» // Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2014621070. 31.07.2014.

12. *Сырых Л.С., Назарова Л.Б. Субетто Д.А.* Предварительные данные о развитии климата на территории Карельского перешейка в голоцене по результатам хирономидного и литологического анализов // Труды КарНЦ РАН, Серия «Лимнология», № 5. 2015. С. 53–59.

13. *Nikolaeva S.B., Lavrova N.B., Denisov D.B.* A Catastrophic Holocene Event in the Lake Bottom Sediments of the Kola Region (Northeastern Fennoscandian Shield) // Doklady Earth Sciences, 2017. Vol. 473, Part 1. P. 308–312.

14. *Nikolaeva S., Lavrova N., Denisov D.* New data on effects of strong catastrophic events in lake sediments in European subarctic (Kola peninsula) // Paleolimn. of North. Eurasia. Proceedings of the Internat.Conf. 2014. P. 119–120.

15. *Suggitt A.J., Wilson R.J., August T.A., Fox R., Isaac N.J.B., Macgregor N.A., Morecroft M.D., Maclean I.M.D.* Microclimate affects landscape level persistence in the British Lepidoptera // Journal of Insect Conservation. 2015. № 19. P. 237–253.

16. *Sundqvist H.S., Kaufman D.S., McKay N.P., Balascio N.L., Briner J.P., Cwynar L.C., Sejrup H.P., Seppä H., Subetto D.A., Andrews J.T., Axford Y., Bakke J., Birks H.J.B., Brooks S.J., de Vernal A., Jennings A.E., Ljungqvist F.C., Rühland K.M., Saenger C., Smol J.P. and Viau A.E.* Arctic Holocene proxy climate database – new approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables // Clim. Past. 2014. № 10. P. 1605–1631.

17. *Syrykh L., Subetto D.A., Grekov I.* Paleolimnological database for lakes of Russian plain // Proceedings of the II PAST Gateways international conference and workshop, 2014. P. 74–75.

РАЗВИТИЕ МЕЖДУРЕЧИЙ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

THE DEVELOPMENT OF THE INTERFLUVES OF THE CENTRAL RUSSIAN UPLAND DURING THE LATE PLEISTOCENE

С.А. Сычева

Институт географии РАН, Москва, Россия
sychevasa@mail.ru

S.A. Sycheva

Institute of geography RAS, Moscow, Russia

Фрагменты погребенных склонов, речных долин, балки, ложбины, овраги и другие палеоврезы являются свидетелями былых эпох рельефообразования. Реконструкция их развития позволяет восстановить картину полного геоморфологического цикла: от наибольшего расчленения междуречий путем заложения врезов до их погребения и выравнивания поверхности, происходившего на фоне различных ритмов плейстоцена. Чаще сохраняются отрицательные элементы палеорельефа, формировавшиеся во время последнего завершенного климатического ритма «московское позднеледниковье – микулинское межледниковье – валдайское ледниковье». Цель данной публикации – на основании результатов изучения погребенных эрозионных врезов этого возраста и заполняющих их коррелятных отложений проследить историю развития междуречий Среднерусской возвышенности в последний завершенный климато-эрозионный цикл.

Эрозионный (геоморфологический) цикл смещен относительно климатического ритма «межледниковье-оледенение» на фазу. Он начался в московское позднеледниковье с первичного размыва, заложения переуглубленных ванн II надпойменных террас и создания новой эрозионной сети на водоразделах. Одновременно проходило частичное заполнение сверхглубоких врезов фациальными аналогами московского лесса. В первой трети микулинского межледниковья верховья эрозионной сети продвигались вглубь междуречий. Депрессии частично заполнялись пролювиально-делювиальными отложениями. Затем скорости рельефообразования снизились из-за развития сомкнутого растительного покрова и формирования полноразвитых лесостепных и лесных почв. Активная линейная эрозия в межледниковье проявлялась эпизодически и ограничивалась днищами, крутыми склонами балок и речных долин. В конце межледниковья ведущим процессом стал плоскостной смыв, спровоцированный сильными лесными пожарами и послепожарными ливнями. Происходило заиливание днищ балок. Уже в первое ранневалдайский стадиал эрозия сезонно чередовалась с солифлюкцией и другими криогенными кпроцессами. Почвенный покров на склонах и гребнях водоразделов разрушался. Одновременно высокими темпами микулинские депрессии заполнялись педоседиментами, образованными из материала горизонтов денудированных водораздельных и склоновых почв. Балки превращались в лощины и ложбины, перегораживались конусами выноса отвершков и разбивались на цепь западин. В ранневалдайские и средневалдайские интерстадиалы преобладало лугово-черноземовидное и лугово-мерзлотное почвообразование, замедляющее скорости рельефообразующих процессов. В стадиалы за счет плоскостного смыва и солифлюкции происходило неоднократное срезание межбалочных водоразделов и выравнивание поверхности междуречий, накопление делювиально-солифлюкционных суглинков, погребающих московско-микулинские

депрессии и спускающихся в виде шлейфов по долинно-балочным склонам. В максимум оледенения водоразделы плоские, слабо расчлененные, осложненные западинами и крупными блюдцами на месте сочленения верховий соседних погребенных балочных систем. Преобладали эоловые и криогенные процессы, участками приводящие к эксгумации брянской почвы. В конце ледниковой эпохи происходит перестройка эрозионной сети и коренным образом мелких водосборов (начинается новый эрозионный цикл). Верховья балок полностью меняют простирание, углубляются и растут вверх по склону, вновь осваивая междуречья. В нижней части балочной сети частично наследуются прежние формы, они углубляются или идут параллельно погребенным балкам.

В эволюции погребенных палеоформ и, следовательно, междуречий, можно выделить прогрессивную и регрессивную ветви развития, разделенные фазой стабилизации и формирования межледниковых почв. Прогрессивная ветвь включает две основные стадии. 1 стадия – интенсивное врезание в конце предшествующего московского оледенения. Об этом свидетельствуют сверхглубокие погребенные врезы под микулинским аллювием II надпойменных террас и под днищами палеобалок, поверхность которых фиксируется рышковской почвой микулинского межледниковья. Они дали импульс сильнейшему расчленению междуречий. 2 стадия – сглаживание откосов и частичное заполнение вновь образованных форм. В итоге к началу микулинского межледниковья формируется разветвленная эрозионная сеть со сложными балочными системами. Они глубоко внедряются в междуречья, создавая узкие плакоры, иногда разбивая их на обособленные увалы. В микулинское межледниковье получает развитие и 3 фаза – относительной стабилизации форм или динамического равновесия – стадия фиксации рельефа междуречий почвенным и растительным покровами. Активная эрозия в это время ограничивается крутыми бортами и днищами речных долин и балок. В это время донные овраги формируют широкие плоские днища балок. Регрессивная ветвь также включает несколько стадий. 4 стадия – основное заполнение балок, начавшееся в конце межледниковья и активно протекавшее в начале валдайского ледниковья, вызвавшее отмирание верховий, превращение сложных балочных систем в более простые линейные формы. Междуречья становятся менее расчлененными, приобретают вид более выровненных поверхностей; увеличивается протяженность их склонов. 5 стадия – расчленение линейных форм на ряд замкнутых западин и несколько импульсов их агрегации в ранне- и средневалдайские стадиалы за счет неоднократного срезания гребней и денудации склонов. Это очень важная стадия в эволюции междуречий, в ходе которой они становятся плоскими, осложненными неглубокими западинами и обширными блюдцами на месте сочленения верховий соседних уже заполненных осадками балок. Возможны подстадии врезания в начале интерстадиалов, но не столь интенсивные, как первичные, а также подстадии стабилизации форм в ранне- и средневалдайские интерстадиалы, сопровождающиеся формированием палеопочв. 6 стадия – погребение форм, формирование плоских междуречий и длинных пологих склонов в максимум валдайского оледенения.

Нами выделено не менее трех крупных этапов усиления денудации склонов и срезания межбалочных водоразделов за счет солифлюкционных и эрозионных процессов. Первый – в конце микулинского межледниковья и в ранневалдайский стадиал – МИС 5d, отразился в накоплении сеймского педолитоседимента в палеобалках. Второй – в селиховодворский стадиал, разделяющий ранний и средний валдай (МИС 4), зафиксированный более широким развитием средневалдайских почв и накоплением лессов в депрессиях. И третий – поздневалдайский (послебрянский – МИС 2), появившийся в наращивании мощности лессов на склонах и в депрессиях. В эти интервалы происходило разрушение гребней межбалочных водоразделов, удлинение и выравнивание долинно-балочного склона. В максимум оледенения возвышенные плато имели плоский выровненный рельеф.

Выводы

1. На Среднерусской возвышенности и в прилегающих районах сохранилось фрагменты погребенной и частично откопанной московско-микулинской эрозионной сети. Палеоформы разнообразны: от донных промоин и погребенных оврагов до крупных балочных систем и фрагментов речных долин.

2. В депрессионных палеоформах строение отложений гораздо более полное, чем в разрезах плакоров, террас и склонов.

3. Заложение новой эрозионной сети происходило в каждое позднеледниковье. Это приводило к тому, что плакоры в начале межледниковья были наиболее расчленены. В межледниковье и в интерстадиалы рельеф фиксировался растительным и почвенным покровами. Выравнивание междуречий в последующее оледенение происходило за счет срезания прогреваемых склонов и водоразделов, заполнения депрессий и наращивания затененных склонов. В максимум оледенения обширные плакоры имели плоскую поверхность с отдельными западинами и блюдцами.

5. В каждый новый эрозионный цикл, разворачивавшийся на фоне климатического ритма «межледниковье – оледенение», формировались своя эрозионная сеть, которая, пройдя несколько стадий развития, в заполнялась осадками и отмирала. В следующий эрозионный цикл ее элементы могли иметь три пути развития: 1) разрушались, 2) сохранялись в погребенном виде, 3) наследовались вновь создаваемой эрозионной сетью (частично откапывались). Чем выше ранг эрозионной формы, тем больше у нее было шансов сохраниться в рельефе и наследоваться в следующем климато-эрозионном цикле.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ И ОПТИМАЛЬНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МЕКСИКИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40000 ЛЕТ

EXTREMAL AND OPTIMAL STAGES IN LANDSCAPE DEVELOPMENT OF CENTRAL MEXICO DURING THE LAST 40 KA

С.А. Сычева[1], С.Н. Седов[2,3,4]

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия
sychevasa@mail.ru
[2] Институт геологии УНАМ, Мехико, Мексика
[3] Тюменский Индустриальный университет, Тюмень, Россия
[4] Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия

S.A. Sycheva[1], S.N. Sedov[2,3,4]

[1] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
[2] Institute of geology, UNAM, Mexico
[3] Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia
[4] Tyumen State University, Tyumen, Russia

Климат в тропическом поясе в позднем плейстоцене менялся направленно и колебательно в соответствии с планетарным трендом, а также со стадиал-интерстадиальными и другими ритмами, наиболее ярко проявившихся в высоких северных широтах. В интервалы с благоприятными экологическими условиями формировались палеопочвы. В экстремальные периоды происходили извержения вулканов, возникали горные оледенения, климат становился прохладным и влажным вначале холодного периода, прохладным и засушливым в его конце, сезонность значительно усиливалась. Все эти факторы вызвали ускорение процессов рельефообразования. Почвы деградировали, эродировались в одних геоморфологических позициях и погребались новыми наносами в других. Образовывались разного генезиса поверхностные отложения: аллювий, коллювий, тепетате.

Охарактеризованный радиоуглеродными датами период, охватывает две главные климатические фазы: завершение последнего оледенения и межледниковье – голоцен. Четко прослеживаются тренды от потепления – позднеплейстоценового интерстадиала к похолоданию в максимум оледенения, затем нарастание температур в позднеледниковье до оптимума голоцена и вновь к похолоданию в конце голоцена. Однако существование в изучаемом регионе высоких, периодически действующих вулканов вносило существенные поправки в описанный глобальный тренд ледниково-межледникового ритма. Извержения вулканов продуцировали возникновение местных оледенений и, как результат, способствовали созданию холодных и влажных условий в регионе. На высоких вулканах возникали и росли горные ледники. Они еще в больше степени продуцировали холодные и влажные условия. Это приводило к тому, что рельефообразование ускорялось, а почвообразование подавляется.

Вторая половина последней ледниковой эпохи – интервал позднего плейстоцена 40–10 тыс. лет ВР подразделяется на три климатических этапа: МИС 3 – мегаинтерстадиал, в целом относительно теплое время с неоднократными похолоданиями, МИС 2.1 – максимум оледенения (LGM) и МИС 2.2 – позднеледниковье (LGT).

Три эпохи последнего оледенения нашли отражения в изученных почвенно-тепетатных профи-

лях Тласкала (Тлалпан, Мамут), в долине Теутиуакан (Сан Пабло, Серро Гордо) и в других разрезах Центральной Мексики. В строении верхней Серой толщи в Тлалпане присутствуют две палеопочвы ТХ 1 (лювисоль стагник) и ТХ 2 (лювисоль стагник и глейсоль в понижениях), относящиеся к МИС 3 (38,2±5,6 ka BP) и к МИС 2.1 (около 22 ka BP) соответственно. В позднеледниковье – МИС 2.2 формировалась лювисоль, подразделяющаяся в аккумулятивных позициях древнего рельефа на две почвы. Они хорошо представлены в разрезе головки Молодой барранки: около 13,35 ka BP и 12,4 ka BP. В барранке дель Мамут для интервала 38–18 тыс. лет фиксируется более детальная запись палеопочвенных событий, что также вполне объяснимо приуроченностью объекта к локальной депрессии. Здесь выделены две почвы, формировавшиеся в МИС 3 и две – МИС 2.1. Если более древние из них – лювисоли, свидетельствующие о существовании лесов умеренного пояса в интерстадиалы МИС 3, то две другие – глейсоли, формировалась уже в более прохладных и влажных условиях небольших потеплений в самый холодный период оледенения – МИС 2.1.

Полученные данные позволяют заключить, что в позднем плейстоцене и большей части голоцена в Тласкале преимущественно формировались лювисоли, надежно индицирующими древние лесные фитоценозы. При приближении к наиболее холодной финальной фазе плейстоцена палеопедологические показатели гумидности усиливаются. В Серой толще к свойствам, обусловленным лессиважем, добавляются признаки поверхностного оглеения. Наконец, в почве, соответствующей максимуму оледенения (глейсоль ТХ 1а) процессы миграции глины угасают, но не из-за недостатка влаги, а в связи с возросшей холодностью палеоклимата.

В палеопочвенной серии Теотиуакана (разрезы Сан Пабло, Серро Гордо и другие) установлена детальную запись ландшафтно-палеоклиматических событий позднего плейстоцена, сходная с записью в разрезе Мамут. Для каждого из интервалов: МИС 3 и МИС 2.1 зафиксированы по две почве. Палеопочвы SP 6, SP 5 сопоставимы с почвой ТХ 2 Тлалпана и Мамут. Генезис позднеплейстоценовых палеопочв разреза Сан Пабло заметно отличен от генезиса аналогичных палеопочв разреза Тлалпан. Почвы SP 6, SP 5 имеют признаки гумидного почвообразования – иллювиирование глины и окислительно-восстановительные процессы, слабо выветрены, сформированные в умеренной лесной зоне. Почвы SP 4, SP 3 сильно оглеены и имеют близкий возраст (24 ka – 21 ka BP). Они коррелируют с палепочвами ТХ 1 в Тласкале. И в том и в другом случае предполагается, что они сформировались в холодной и гумидной обстановке, однако они так же имеет признаки гумидного и сухого климата. Найденные нами отложения небольших водоемов (озерец) в верховьях барранок, содержащие карбонатные конкреции, и объясненный нами механизм появления временных водоемов на склонах позволяет понять этот феномен – одновременное существование и глеевых и карбонатных признаков в профиле палеопочв максимума оледенения. В конце позднего плейстоцена почвообразование подавляется рельефообразованием, на склонах закладываются новые овраги (палеоврезы). В заключительную фазу последнего оледенения МИС 2.2 – позднеледниковье, почвы, как правило, маломощны и представлены андосолями, так как в этот период отсутствуют продолжительные потепления.

Что же оказывает большую роль на развитие ландшафтов Центральной Мексики: глобальные климатические условия или извержения местных крупных вулканов? Ответ на этот вопрос можно найти, сравнивая полученные результаты по Центральной Мексики с аналогичными данными по равнинным территориям, где влияние вулканов и горных оледенений исключено, а похолодания и потепления разного ранга связаны с глобальными изменениями климата. Одной из такой территории является хорошо изученная палеогеографически Восточно-Европейская равнина. Похолодания (включая ледниковые стадии) и потепления (интерстадиалы) Северо-запада Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене отражают влияние последнего глобального валдайского (висконсинского) оледенения и вполне коррелируют с оледенениями крупных вершин Мексики (табл. 1).

Оледенение на Малинче 36–32 ka BP совпадает с Леясциемским (Михалиновским) похолоданием, оледенение около 14,5 ka BP на Истаксиуатле – с вепсовской стадией (15,0–13,7 ka), а оледенение около 12 ka BP на Малинче – со среднем дриасом (12,0–11,8 ka BP). Сопоставим важнейшие палеогеографические события позднеледниковья и голоцена вулканических районов, озерных бассейнов, с одной стороны, и долины Теотиукана и блока Тласкала, с другой, с почвенно-седиментационными архивами перигляциальной и внеледниковой области Восточно-Европейской равнины. Почвы, относящиеся к МИС 3, сопоставляются гидроузелской и брянской палеопочвами Восточно-Европейской равнины. Почвы МИС 2.1 – с гмелинской палеопочвой. Палеопочва с датой около 13 350 лет BP соответствует потеплению, широко выделяемому в других районах (для Северо-Запада Европы – это раунисский межстадиал), а палеопочва около 12 400 лет BP – потеплению беллинг. Не продатированная почва, залегающая в палеоврезе Молодой барранке ниже почвы с возрастом около 8200 лет BP, возможно, соответствует аллереду

Таблица 1

Корреляция стратиграфических схем позднего плейстоцена ледниковых и лессовых районов Восточно-Европейской равнины и Центральной Мексики

Звено	Горизонт	Оледенения, межледниковья, стадии (или похолодания), интерстадиалы (для ледниковых районов)			Горизонты лессов, ископаемых почв (ИП) и криогенных горизонтов (КГ) в перигляциальной зоне		МИС
		по Арсланову, 1987			Мексика	По Сычевой, 2012	
Голоцен				10,3–0 ka BP	6 голоценовых почв (стадий)	6–7 голоценовых почв (стадий)	1
Верхний плейстоцен	Осташковский	Поздний Валдай	Поздний дриас	11,0–10,3 ka		Лесс	2.1
			Аллеред	11,8–11,0 ka		11140±190 BP	
			Средний дриас	12,0–11,8 ka			
			Беллинг	12,4–12,0 ka	12,2 ka; 12,4 ka	12200±180 BP	
			Нижний дриас	13,0–12,4		5–6 инициальных почв	
			Раунисский межстадиал	13,7–13,0 ka	13,3 ka; 13,4 ka		
			Вепсовская стадия	15,0–13,7 ka			
			Потепление	16,5–15,0 ka			
			Бологовская стадия	25,0–16,5 ka	ТХ 1а 22–19; 24,7 ka BP	Лесс, Владимирский КГ	2.2
	Ленинградский	Средний Валдай	Брянский интерстадиал	32,0–25,0 ka	ТХ 1 26 ka BP	Брянская почва 26–33,1 ka BP	3
			Леясциемское похолодание	36,0–32,0 ka		Лесс	
			Межстадиал Гражданский проспект	42,5-36,0 ka	ТХ 2 38 ka BP	Гидроузелская почва 40,2–36 ka	
			Шапкинское похолодание	45,0–42,5 ka		Тускарьский лесс, КГ 50±3 ka OSL	
			Красногорский межстадиал	58,0–45,0 ka	ТХ 3 46 ka BP	Александровская почва, 49600±700 BP	

(11,5–10,5 ka BP) или потеплению начала голоцена. В позднеледниковье (между 14,70–12,9 ka BP) были сильнейшие и длительные извержения вулканов. В этом интервале происходит заложение барранок – ложе палеоврезов. Следующий этап врезания и заполнения с большими скоростями пришелся на период 12,5–10 ka BP. Подобные этапы врезания речных и овражно-балочной систем и создание новой геоморфологической основы голоценовых ландшафтов изучены нами на Восточно-Европейской равнине.

Заключение

Природный процесс в четвертичном периоде имеет глобальный характер и отличается направленными изменениями тепло- и влагообеспеченности, которые четко реконструируются в Центральной Мексике по изменению генезиса палеопочв. Второй важной чертой природного процесса в четвертичном периоде является ритмичная смена устойчивых периодов, когда преимущественно формировались почвы, и переходных периодов – эпохами неустойчивости, когда происходил сбой прежних ладшафтоформирующих режимов, перестройка на другие ритмы и режимы функционирования. Скорости морфолитогенных процессов в такие эпохи были высоки и почвы не успевали формироваться. В одних условиях накапливались породы, в других происходило их уничтожение. Устойчивые, более длительные периоды развития ландшафтов (фазы динамического равновесия) совпадают с межледниковыми, интерстадиальными эпохами, межфазиальными потеплениями. В устойчивые периоды развития ландшафтов с теплыми влажными, умеренно сухими условиями (фазы динамического равновесия) формировались почвы от андосолей до зональных почв. Нестабильные периоды (короткие) связаны с перестройками ландшафтно-климатических обстановок при переходе от холодных (ледниковых

или стадиальных) эпох к теплым, и наоборот – при переходе от теплых эпох к холодным, от сухих к чрезмерно влажным и от влажных к сухим. В нестабильные холодные периоды в Мексике, связанные с перестройками ландшафтно-климатических обстановок и катастрофами, такими как извержения вулканов, накапливались вулканические и склоновые отложения, формировались тепетате.

Подготовлено при поддержке РНФ грант № 14-27-00133.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АМЕРАЗИЙСКОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛОНОК KD12-03-10C И AF07-31 С ХРЕБТА МЕНДЕЛЕЕВА

QUATERNARY PALEOGEOGRAPHY OF THE AMERASIAN ARCTIC OCEAN INFERRED FROM THE MULTIPROXY STUDY OF CORES KD12-03-10C AND AF07-31 FROM THE MENDELEEV RIDGE

Е.Е. Талденкова[1], С.Д. Николаев[1], Е.А. Гусев[2], А.Ю. Степанова[3], Е.С. Новихина[2], П.В. Рекант[4], Я.С. Овсепян[5], Н.О. Чистякова[1], М.Н. Пяткова[2]

[1] Географический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
etaldenkova@mail.ru, cdnikolaev@yandex.ru, natal-y@mail.ru
[2] ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия
gus-evgeny@yandex.ru, khelizaveta@yandex.ru, pyatka1988@list.ru
[3] A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США, a.yu.stepanova@gmail.com
[4] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия, rekant@mail.ru
[5] ГИН РАН, Москва, Россия, yaovsepyan@yandex.ru

E.E. Taldenkova[1], S.D. Nikolaev[1], E.A. Gusev[2], A.Yu. Stepanova[3], E.S. Novikhina[2], P.V. Rekant[4], Ya.S. Ovsepyan[5], N.O. Chistyakova[1], M.N. Pyatkova[2]

[1] Geographical Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Gramberg VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia
[3] Texas A&M University, College Station, USA
[4] VSEGEI, St.Petersburg, Russia
[5] Geological Institute RAS, Moscow, Russia

Донные осадки Северного Ледовитого океана содержат сведения о вариациях размеров ледниковых щитов на окружающих континентах и связанных с ними флуктуациях уровня моря, изменениях размера ледового покрова и биопродуктивности, характере водообмена с соседними океанами. Интерпретация данных затруднена из-за сравнительно низких скоростей седиментации, отсутствия или плохой сохранности фоссилий, наряду с неоднозначностью оценок палеомагнитных, радиологических и изотопных данных о возрасте осадков [Jakobsson et al., 2001; Backman et al., 2004; Polyak et al., 2004; Not, Hillaire-Marcel, 2010]. Последнее справедливо и для исследованных нами колонок [Талденкова и др., 2016; Гусев и др., 2017; Piskarev, Elkina, 2017].

Колонки KD12-03-10C (79°25,75′ с.ш., 171°55,08′ з.д., глубина 2200 м, общая длина 575 см) и AF07-31 (78°37,49′ с.ш., 171°56,52′ з.д., глубина 2280 м, общая длина 350 см) были получены с восточного склона хребта Менделеева. Колонки исследованы комплексом методов: литологических – весовое процентное содержание фракции >63 мкм, подсчет крупнозернистых терригенных зерен ледового и айсбергового разноса (IRD) и определение их петрографического состава; геохимических – состав стабильных изотопов $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ карбоната раковин планктонных (Neogloboquadrina pachyderma sin., Turborotalita egelida) и бентосных (Oridorsalis tener) фораминифер; палеонтологических – изучение остатков микро- (планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды) и макрофауны (моллюски, полихеты, усоногие рачки); абсолютного датирования – $AMS^{14}C$ датирование и определение возраста U-Th и $^{87}Sr/^{86}Sr$ методами.

Результаты наших исследований были частично опубликованы ранее [Талденкова и др., 2016; Гусев и др., 2012, 2017]. За последнее время были получены новые данные по всем изученным параметрам, прежде всего, по изотопии кислорода и углерода из колонки KD12-03-10C, которые позволили провести более надежную корреляцию разрезов и их стратиграфическое подразделение путем сравнения с детально изученными и датированными колонками из региона хребта Менделеева [Polyak et al., 2004, 2009, 2013; Adler et al., 2009; Stein et al., 2010; Cronin et al., 2013, 2014].

Стратиграфическое подразделение и корреляция колонок основаны на изменениях различных характеристик. Пики IRD в основном приурочены к эпохам роста ледников и, особенно, ледниковых терминаций, когда существенно возрастала роль айсбергового материала. Вариации состава терригенных обломков свидетельствуют о смене района поставки айсбергов и о вариациях системы поверхностной циркуляции. Эпохам терминаций соответствуют и наиболее выраженные негативные величины $\delta^{18}O$ карбоната планктонных фораминифер. Эпохи межледниковий характеризуются повышенными значениями численности и видового разнообразия микро- и макрофоссилий наряду с сокращением или почти полным отсутствием IRD и утяжелением изотопного состава $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ по причине повышения уровня моря, более активного водообмена с Атлантическим и Тихим океанами и, соответственно, уменьшения фракции пресной воды в водном балансе. Данные абсолютного датирования и находки видов с ограниченным временным диапазоном распространения позволяют сделать стратиграфические подразделения более обоснованными.

Судя по совокупности исследованных характеристик осадков, колонка AF07-31, расположенная южнее колонки KD12-03-10C, накапливалась в условиях более высоких скоростей осадконакопления ввиду большей близости к берегу и источникам терригенного материала. Предположительно, она вскрывает осадки в диапазоне морских изотопных стадий (МИС) 1-7.

Колонка KD12-03-10C вскрывает более древние осадки, вероятно до МИС 19, т.е. весь неоплейстоцен. Четыре AMS^{14}C датировки верхних 24 см разреза свидетельствуют об их накоплении в период МИС 1-3 (вторая половина, до 46 тыс. л.н.). Выделено 8 пиков IRD, которые предположительно соответствуют оледенениям и ледниковым терминациям стадий МИС 16, 12, 10, 8, 5/6, 5d, 3/4, 1/2. Увеличение вверх по разрезу доли карбонатов, поставлявшихся Лаврентийским ледниковым щитом из палеозойских формаций Канадской Арктики, свидетельствует о прогрессирующей экзарации, похолодании и усилении круговорота Бофорта. Нижний горизонт колонки, практически лишенный IRD, характеризует мягкие климатические условия периода МИС 17-19 с сезонным ледовым покровом и высокой биопродуктивностью.

Последовательное чередование вниз по разрезу колонок слоев с высоким содержанием IRD и межледниковых слоев с пиками численности микрофоссилий свидетельствует о последовательности накопления осадков. Основные пики численности фоссилий в колонках приурочены к межледниковьям стадий МИС 11, 5e (только в колонке AF07-31), 5a-c и 1-3. В осадках древнее МИС 11 карбонатных фоссилий мало ввиду растворения. Наиболее важный стратиграфический репер – это интервал первого явно выраженного межледниковья МИС 11, возраст осадков которого подтвержден и независимым геохронологическим методом Sr-хемостратиграфии [Талденкова и др., 2016]. Высокая численность всех групп фоссилий, выраженное доминирование субполярного симбионт-содержащего вида планктонных фораминифер Turborotalita egelida, обилие шельфовых видов бентосных фораминифер и остракод, привнесенных с дрейфующими льдами, наряду с крайне низким количеством IRD свидетельствует о сокращенном ледовом покрове, высокой биопродуктивности и, возможно, о значительном отепляющем влиянии тихоокеанских вод. После МИС 11 наблюдается направленное похолодание климата, приведшее к развитию многолетнего ледового покрова (появление среди остракод вида-индикатора Acetabulastoma arcticum после МИС 7 в обеих колонках, в колонке AF07-31 этот вид присутствует повсеместно), усилению контрастности ледниково-межледниковых колебаний (увеличение амплитуды записей $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$).

Совокупность полученных нами данных и их сопоставимость с опубликованными материалами по другим колонкам отрицает возрастные оценки, полученные палеомагнитным методом по колонке KD12-03-10C, где граница Брюнес-Матуяма определяется на глубине 123,5 см [Piskarev, Elkina, 2017], что по нашим данным соответствует времени МИС 6. Корреляция исследованных колонок также указывает на несоответствие U-Th и $^{87}Sr/^{86}Sr$ датировок по колонке AF07-31 [Гусев и др., 2017] литологическим, палеонтологическим и изотопным данным и позволяет признать более вероятной «молодую» стратиграфическую модель, предусматривающую более высокие скорости осадконакопления, которые составляли в среднем 1,5 см/тыс. лет для района колонки AF07-31 и 0,7 см/тыс. лет для более северного района колонки KD12-03-10C.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 15-05-08497.

Список литературы

1. *Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Талденкова Е.Е.* и др. Скорость и условия осадконакопления позднекайнозойских осадков поднятия Менделеева: Sr-изотопная и $\delta^{18}O$-хемостратграфия // Доклады АН, 2017. Т. 473. № 3. С. 336–340.

2. *Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Степанова А.Ю.* и др. Стратиграфия и палеогеография Амеразийского бассейна Арктики в неоплейстоцене по литологическим и палеонтологическим данным // Вестник МГУ. Сер. Геогр., 2016. № 6. С. 3–17.

3. *Adler R.E., Polyak L., Ortiz J.D*. et al. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // Glob. Planet. Change, 2009. V. 68. P. 18−29.

4. *Cronin T.M., Polyak L., Reed D*. et al. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes // Quat. Sci. Rev., 2013. V. 79. P. 157–167.

5. *Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L.* et al. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // Mar. Micropal., 2014. V. 111. P. 118–133.

6. *Jakobsson M., Løvlie R., Arnold E.M.* et al. Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Glob. Planet. Change, 2001. V. 31. P. 1–22.

7. *Not C., Hillaire-Marcell C.* Time constraints from 230^{Th} and 231Pa data in late Quaternary, low sedimentation rate sequences from the Arctic Ocean: An example from the northern Mendeleev Ridge// Quat. Sci. Rev., 2010. V. 29. P. 3665–3675.

8. *Piskarev A., Elkina D.* Giant caldera in the Arctic Ocean: evidence of the catastrophic eruptive event // Scientific Reports. 2017. 7:46248. Doi:10.1038/srep46248.

9. *Polyak L., Curry W.B., Darby D.A.* et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 2004. V. 203. P. 73−93.

10. *Polyak L., Bischof J., Ortiz J.* et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // Glob. Planet. Change, 2009. V. 68. P. 5–17.

11. *Polyak L., Best K.M., Crawford K.A.* et al. Quaternary history of sea ice in the western Arctic based on foraminifera // Quat. Sci. Rev., 2013. V. 79. P. 145–156.

12. *Stein R., Matthiessen J., Niessen F.* et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // Polarforschung, 2010. V. 79. No. 2. P. 97–121.

ВОДЯНЫЕ ПОЛЕВКИ (ARVICOLA) ПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕЙ ВОЛГИ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

PLEISTOCENE WATER VOLES (ARVICOLA) OF LOWER VOLGA REGION AND THEIR STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE

А.С. Тесаков[1], И.В. Кириллова[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Музей Ледникового периода, Москва, Россия
tesak@ginras.ru, ikirillova@yandex.ru

A.S. Tesakov[1], I.V. Kirillova[2]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] Ice Age Museum, Moscow, Russia

Эволюционная линия водяных полевок рода *Arvicola* – чрезвычайно важна для континентальной биостратиграфии среднего-позднего плейстоцена. Направленная смена дифференциации эмали у водяных полевок, выраженная в виде индекса SDQ, стала важным инструментом для установления последовательности фаун и событий плейстоцена Европы [Heinrich, 1990; von Koenigswald, van Kolf-

schoten, 1996]. Толщина эмали меняется от древней мимомисной (задние эмалевые стенки зубных треугольников толще передних, SDQ > 100) для фаун середины среднего плейстоцена, к недифференцированной (передние и задние эмалевые стенки примерно равной толщины, SDQ около 100) в фаунах второй половины среднего плейстоцена, к микротусной (задние стенки тоньше передних, SDQ < 100) у полевок позднего плейстоцена и голоцена. Линию водяных полевок принято делить на стадии-хроновиды [Henrich, 1990; Maul et al., 2000; Kalthof et al., 2007]. Древние формы с мимомисной эмалью относят к хроновиду *Arvicola mosbachensis* Schmidtgen, 1911 (=*cantianus* Hinton, 1910) и соотносятся с морскими изотопными стадиями MIS 11 и 9 [Kalthof et al., 2007; van Kolfschoten, 2014]. Формы с недифференцированной эмалью относятся в отечественной практике к виду *Arvicola chosaricus* Alexandrova, 1976 и коррелируются с концом среднего – началом позднего плейстоцена [Heinrich, 1990; Кириллова, Тесаков, 2004; Markova, 2006] и могут быть сопоставлены с морскими изотопными стадиями MIS 8-5. Полевки с микротусной эмалью относятся к современному виду *Arvicola terrestris* (L., 1758) и характеризуют послемикулинский интервал позднего плейстоцена. Параллельно увеличиваются также и размеры зубов. Например, длина первого нижнего коренного растет в среднем от 3,5–3,6 у *A. mosbachensis* до 4–4,3 мм у современного вида *A. terrestris*. На юге Европы, в Закавказье и Малой Азии современные водяные полевки имеют архаичную («среднеплейстоценовую») дифференциацию эмали.

Л.П. Александровой [1976] была описана фауна грызунов Нижнего Займища – опорного разреза позднехазарского аллювия Нижней Волги. Эта фауна включает *Arvicola chosaricus* Alexandrova, *Lagurus lagurus pleistocenicus* Alexandrova, *Eolagurus luteus volgensis* Alexandrova, *Ellobius tschernojaricus* Alexandrova и др. В дальнейшем более обширные сборы из черноярских местонахождений Буераки и Лодочный спуск [Кириллова, Свиточ, 1994; Агаджанян, Кирилова, 1999] позволили уточнить и дополнить видовой состав фауны. Черноярская ассоциация грызунов стала эталонной для хазарского комплекса млекопитающих, который коррелировался со концом среднего плейстоцена [Александрова, 1976; Вангенгейм, Зажигин, 1982]. Исследование дифференциации эмали у водяных полевок *Arvicola chosaricus* из черноярских местонахождений (Нижнее Займище, Буераки, Лодочный спуск) выявило средние значения коэффициента SDQ в диапазоне 102–100, n > 100 [Кириллова, Тесаков, 2004] и среднюю длину m1 – 3,8–3,9 мм. Такие коэффициенты и размеры характерны для водяных полевок эемского/микулинского межледниковья [Heirich, 1990; Markova, 2000, 2006; Maul et al., 2000; Kalthof et al., 2007; Socha, 2014]. Дополнительные материалы по водяным полевкам из базальных горизонтов хазарского аллювия в разрезах Копановка и Никольское были собраны в 2012–2013 гг. в ходе тематических работ под руководством А.С. Застрожного при участии М.В. Головачева, В.В. Титова и др. Индекс SDQ в этих выборках имеет средние значения 91–93 (n > 20), т.е. соответствует микротусной дифференциации. Такие показатели, по данным европейских исследователей [Heinrich, 1990; Kalthof et al., 2007], четко указывают на позднеплейстоценовый (и даже послеэемский) временной интервал. Таким образом, в естественных разрезах нижней Волги, в базальных (надсингильских) горизонтах хазарской аллювиальной толщи выявлено две группы водяных полевок на разных стадиях эволюционного развития. Водяные полевки черноярских разрезов (Нижнее Займище, Буераки, Лодочный спуск) с коэффициентом SDQ около 100, относятся к *Arvicola chosaricus*, а формы с SDQ около 90 (в разрезах Копановка и Никольское) – уже к современному виду *A. terrestris*. Эти данные указывают на относительно длительное время накопления хазарского аллювия от конца среднего до первой половины позднего плейстоцена и разновозрастность базальных аллювиальных циклов в разных разрезах.

Работа выполнена в рамках темы «Палеонтологическое обоснование стратиграфической шкалы верхнего кайнозоя Северной Евразии» и поддержана проектом РФФИ № 15-05-03958.

Список литературы

1. *Агаджанян А.К., Кириллова И.В.* Новое местонахождение фауны мелких млекопитающих на Нижней Волге // Тезисы докладов VI съезда Териологического об-ва. М., 1999. С. 8.

2. *Александрова Л.П.* Грызуны антропогена европейской части СССР, М.: Наука, 1976. 100 с.

3. *Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С.* Обзор фаунистических комплексов и фаун территории СССР // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 267–279.

4. *Кириллова И.В., Тесаков А.С.* Водяная полевка (Arvicola, Arvicolinae, Rodentia) из хозарских отложений Нижней Волги // Экология Антропогена и Современности: Природа и Человек. СПб: Гуманистика, С. 138–139.

5. *Кириллова И.В., Свиточ А.А.* Новые находки среднеплейстоценовых мелких млекопитающих и их стратиграфическое значение // Доклады РАН, 1994. Т. 334. № 6. С. 731–734.

6. *Heinrich W.-D.* 1990. Some aspects of the evolution and biostratigraphy of Arvicola (Mammalia, Rodentia) in the Central European Pleistocene // Fejfar O., Heinrich W.-D. (eds.): International Symposium: Evolution, phylogeny and biostratigraphy of arvicolids (Rodentia, Mammalia). Prague: Pfeil, 1990. P. 165–182.

7. *Kalthoff D.C., Mörs Th., Tesakov A.S.* 2007. Late Pleistocene small mammals from the Wannenköpfe volcanoes (Neuwied Basin, western Germany) with remarks on the stratigraphic range of Arvicola terrestris // Geobios, 2007. V. 40. P. 609–623.

8. *Kolfschoten T. van.* The paleolithic locality Schöningen (Germany): a review of the mammalian record // Quaternary Internationa, 2014. Vol. 326–327. P. 469–480.

9. *von Koenigswald W., Kolfschten T. van.* The Mimomys-Arvicola boundary and the enamel thickness quotient (SDQ) of Arvicola as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene // Turner C. (ed.): The Early Middle Pleistocene in Europe. Rotterdam: Balkema, 1996. P. 211–226.

10. *Markova A.K.* The Mikulino (Eemian) mammal faunas of the Russian Plain and Crimea // Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences, 2000. V. 79. No. 2/3. P. 293–301.

11. *Markova A.K.* Likhvin Interglacial small mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International, 2006. V. 149. P. 67–79.

12. *Maul L., Rekovets L.I., Heinrich W.-D., Keller T., Storch G.* Arvicola mosbachensis (Schmidtgen 1911) of Mosbach 2: A basic sample for the early evolution of the genus and a reference for further biostratigraphical studies // Senckenbergiana lethaea, 2000. V. 80(1). P. 129–147.

13. *Socha P.* Rodent palaeofaunas from Bisnik Cave (Kraków-Czestochowa Upland, Poland): Palaeoecological, palaeoclimatic and biostratigraphic reconstruction // Quaternary International, 2014. V. 326–327. P. 64–81.

МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА МУКХАЙ IIA (ДАГЕСТАН, РОССИЯ) И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

SMALL MAMMALS OF EARLY PALAEOLITHIC SITE MUHKAI IIA (DAGESTAN, RUSSIA) AND THEIR STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE

А.С. Тесаков[1], Д.В. Ожерельев[2]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт археологии РАН, Москва
tesak@ginras.ru, dim_as_oj@mail.ru

A.S. Tesakov[1], D.V. Ozherelyev[2]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] Institute of Archaeology RAS, Moscow, Russia

В последние годы Х.А. Амирхановым была открыта серия памятников раннего палеолита в среднегорье центрального Дагестана. Среди них, одной из наиболее интересных групп памятников являются многослойные стоянки Мухкай I-II (Амирханов, 2016). Разрез мощностью более 70 м вскрывает отложения аккумулятивного чехла древней поверхности выравнивания, развитой в среднегорье (1600 м над у.м.) юго-востока Северного Кавказа (Акушинский р-н, Республика Дагестан). В средней части разреза многослойного памятника Мухкай II (слой 80) в комплексе с каменными орудиями был обнаружен костеносный горизонт, содержащий остатки крупных млекопитающих псекупского фаунистического комплекса *Canis etruscus, Vulpes alopecoides, Pliocrocuta perrieri, Megantereon cultridens, Archidiskodon meridionalis, Equus (Allohippus) stenonis, Palaeotragus priasovicus, Eucladoceros senezensis, Gazellospira torticornis, Gallogoral meneghinii* [Амирханов, 2016; Саблин и др., 2013; Amirkanov et al., 2016]. Здесь были также найдены остатки мелких млекопитающих Rodentia indet. (1), *Muridae* indet. (1), *Apodemus* ex gr. *sylvaticus* (2), *Mimomys* sp. (10), определенных А.К. Агаджаняном [Amirkhanov et al., 2016]. В нескольких десятках метров севернее, примерно на уровне слоя 80,

было найдено еще одно скопление костей крупных млекопитающих (археологические слои 2013-1, 2013-2, 2013-3, Мухкай IIа). Здесь были найдены череп детеныша южного слона *Archidiskodon* sp. [Мащенко и др., 2015] и изолированные зубы мелких млекопитающих. Эта небольшая ассоциация содержит остатки землеройки – Soricidae gen. (1), зайца – Leporidae gen. (1), мыши – Muridae gen. (1), слепушонки – *Ellobius* (*Bramus*) ex gr. *primigenius* Savinov (1), и мимомисной полевки *Pitymimomys pitymyoides* (Jánossy et van der Meulen) (5).

Геологический возраст этой ассоциации может быть определен на основании уровня эволюционного развития полевок слепушонок и питимимомисов. Слепушонка (*Ellobius* (*Bramus*) ex gr. *primigenius*) представлена фрагментом передней призмы третьего верхнего моляра с низкими дентиновыми трактами (<0,5 мм). Такой уровень гипсодонтности характерен для наиболее древних представителей рода из хапровских и псекупских (акчагыльских) фаун Средней Азии и Кавказа и более примитивен, чем у форм из эоплейстоценовых (апшеронских) таманских фаун Причерноморья и Казахстана.

Вымершая полевка питимимомис (*Pitymimomys pitymyoides*) – характерный представитель фаун позднего виллания Европы. Биозона вида соответствует верхней части зоны MN17 европейской континентальной шкалы и началу псекупского фаунистического комплекса. Питимиомисы обычны в лесных фаунах конца гелазийского яруса с доминированием корнезубых мимомисных полевок и резко сокращают численность, например в местонахождении Тиздар на Таманском полуострове [Тесаков, 2004], и затем исчезают в наиболее ранних фаунах бихария, позднепсекупском или одесском фаунистическом комплексе с началом доминирования некорнезубых полевок *Allophaiomys* и *Prolagurus-Lagurodon* зоны MQ1 европейской континентальной шкалы, коррелятных началу калабрия или переходу между гелазием и калабрием. Преобладание остатков питимимомисов в фауне Мухкая указывает на псекупский (s.str.) фаунистический уровень, т.е. на доаллофайомисный, поздневилланийский биохронологический интервал.

По фаунистическому составу микротериофауна Мухкая практически идентична северо-кавказским фаунам Псекупса и Бжедуховской, которые датируются поздним акчагылом и региональной зоной MNR1 [Тесаков, 2004]. По мимомисному фону и присутствию *Pitymimomys pitymyoides* к этим фаунам близка классическая фауна позднего виллафранка Сенез (Senèze) во Франции [Maul, 2004], датированная по $^{39}Ar/^{40}Ar$ и палеомагнитным данным между 2.21–2.09 млн лет [Pastre et al., 2015].

Возраст границы регионзон MNR1 – MQR11 (и соответственно верхняя временная оценка возраста Мухкая) оценивается в интервале 2,2–2,0 млн лет, т.е. древнее эпизода Олдувей. На этой границе происходит появление некорнезубых полевок *Allophaiomys* в Евразии и Северной Америке. Существует и другая точка зрения, согласно которой появление некорнезубых полевок в Евразии – несколько моложе эпизода Олдувей. В любом случае возраст фауны Мухкая IIа не моложе 1,7 млн лет, а наиболее вероятно – древнее 2 млн лет. Датировка по мелким млекопитающим полностью совпадает с выводами о хронологии ассоциации крупных млекопитающих Мухкая II и IIа [Мащенко, 2015; Amirkhanov et al., 2016].

В палеомагнитном разрезе Мухкая была выявлена преобладающая обратная намагниченностью пород и две зоны прямой полярности, интерпретированные как Харамилло и Олдувей [Амирханов, 2015; Amirkhanov et al., 2016]. Териофауна найдена в 3 м под нижней положительной зоной. В свете новых данных, возможна интерпретация, при которой верхняя мощная зона прямой полярности соответствует эпизоду Олдувей, а нижняя более узкая прямонамагниченная зона отвечает эпизоду Реюньон. Первоначальный вариант интерпретации [Амирханов, 2015; Amirkhanov et al., 2016] должен соответствовать модели с непрерывной седиментацией в течение позднего гелазия и всего калабрия, а также значительным изменением скоростей осадконакопления. Ясность в этом вопросе сможет дать только независимый временной контроль верхнего палеомагнитного эпизода разреза.

Микротериофауна Мухкая IIа коррелируется с ранним плейстоценом (гелазием), поздним виллафранком, псекупским фаунистическим комплексом, поздним акчагылом, зоной MN17 европейской континентальной шкалы и регионзоной MNR1. Такие датировки подтверждают, что раннеолдованские памятники Дагестана – одни из древнейших на Кавказе.

Работа поддержана проектами РФФИ №№ 17-06-00116, 15-05-03958, 15-04-02079.

Список литературы

1. *Амирханов Х.А.* Геохронология памятников олдована Центрального Дагестана // Естественнонаучные методы исследований и парадигма современной археологии. Мат-лы Всероссийской научной конференции. М.: Ин-т Археологии РАН, 2015. С. 42–44.

2. *Амирханов Х.А.* Северный Кавказ: начало преистории. М.: Мавраевъ, 2016. 343 с.

3. *Мащенко Е.Н., Амирханов Х.А., Ожерельев Д.В.* Морфология детеныша слона (Archidiskodon, Elephantidae), найденного на стоянке Мухкай IIа эпохи олдована // Доклады Академии Наук, 2015. Т. 465. № 1. С. 123–127.

4. *Саблин М.В., Амирханов Х.А., Ожерельев Д.В.* Стоянка эпохи олдована Мухкай II: палеонтологические данные к датировке и реконструкции природного окружения // Российская археология, 2013. № 4. С. 7–19.

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

6. *Amirkhanov H.A., Ozherelyev D.V., Sablin M.V., Agadzhanyan A.K.* Faunal remains from the Oldowan site of Muhkai II in the North Caucasus: Potential for dating and palaeolandscape reconstruction // Quaternary International, 2016. V. 395, P. 233–241.

7. *Maul L.C.* The arvicolids of the old collection of Seneze reconsidered // 18th International Senckenberg Conference in Weimar. Weimar: Senckenberg, 2004. P. 1–2.

8. *Pastre J.-F., Debard E., Nomade S., Guillou H., Faure M., Guérin C., Delson E.* 2015. Nouvelles données géologiques et téphrochronologiques sur le gisement paléontologique du maar de Senèze (Pléistocène Inférieur, Massif Central, France). Quaternaire, 2015. V. 26(3). P. 225–244.

ОБНОВЛЕННАЯ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА КВАРТЕРА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ АЗИИ

REVISED QUATERNARY BIOCHRONOLOGICAL SCHEME OF EASTERN EUROPE AND WESTERN ASIA

А.С. Тесаков[1], В.В. Титов[2], М.В. Сотникова[1], А.А. Бондарев[3], А.Н. Симакова[1], П.Д. Фролов[1]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия
[3] Омское региональное отделение РГО, Омск, Россия
tesak@ginras.ru

A.S. Tesakov[1], V.V. Titov[2], M.V. Sotnikova[1], A.A. Bondarev[3], A.N. Simakova[1], P.D. Frolov[1]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2] Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia
[3] Omsk regional division of Russian Geographical Society, Omsk, Russia

Со времени публикации первого варианта биохронологической схемы Восточной Европы прошло более 15 лет [Вангенгейм и др., 2001]. За это время схема, в которую был заложен принцип выделения биохронов на основании зон совместного распространения хроновидов быстро эволюционирующих филетических видов полевок квартера, выдержала проверку в различных регионах Европы и Западной Азии и доказала свою применимость и жизнеспособность [Стефановский и др., 2003; Титов, 2008; Крохмаль, Рековец, 2010; Tesakov et al., 2007; Hoek-Ostende et al., 2015; Mayhew, 2015 и др.]. Принятое МГСН в 2008 г. понижение основания квартера до 2,6 млн лет, в дополнение к 11 биохронам первоначальной схемы (MQR 1–11), определило включение в схему и трех подразделений бывшего позднего плиоцена (MNR1-3) [Тесаков, 2004]. Кроме того, накопившиеся за последние годы обширные новые данные позволяют уточнить и скорректировать границы и критерии выделения ряда подразделений, акцентировать нерешенные проблемы. Обновленная схема показана на рис. 1. К важнейшими достижениями по развитию и тестированию схемы можно отнести подтверждение существования зоны совместного распространения *Allophaiomys-Borsodia* (MQR 11), уверенно выделяющейся от Европы на западе до Западной Сибири на востоке. Важные модификации претерпели подразделения конца раннего – начала среднего плейстоцена. Биозона *Prolagurus pannonicus* разделена на зоны номинативной формы (MQR 8) и зону *P. p. transylvanicus* (MQR 7). Более точно оценены границы интервала

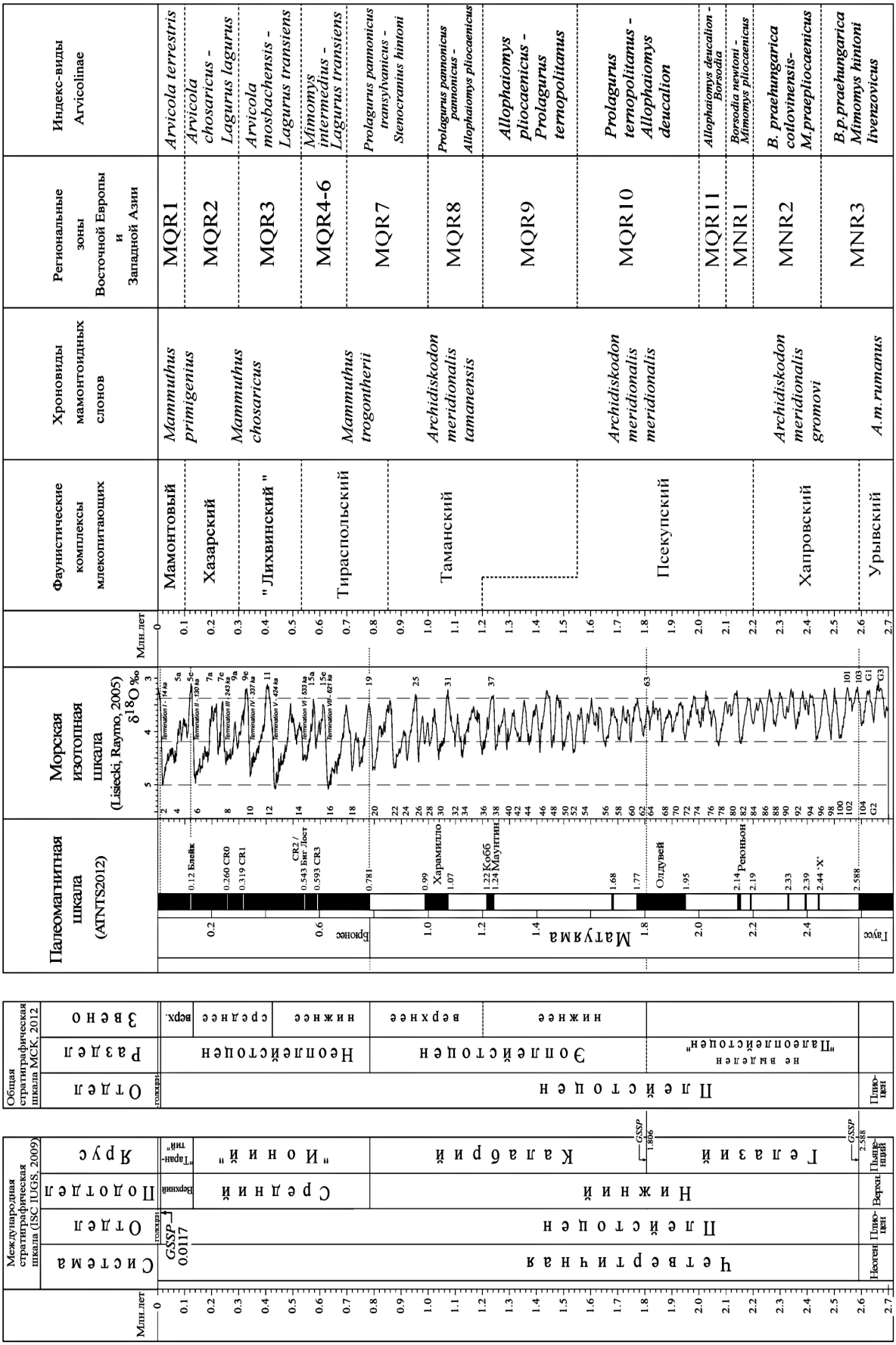


Рис. 1. Биохронологическая схема квартера Восточной Европы и Западной Азии

зон MQR 4–6. Нижняя граница (= верхняя граница биозоны *P. p. transylvanicus* и биохрона MQR 7) оценена между 0,77 и 0,7–0,6 млн лет. Верхняя граница (*Mimomys*/*Arvicola* и MQR 4/MQR 3) проходит между 0,5 и 0,6 млн лет. Таким образом, зоны MQR 4, 5, 6, основанные на смене хроновидов *Microtus* (*Stenocranius*), происходили в очень узком временном интервале. Для операционной стабильности здесь удобнее выделять зону MQR 4–6 (совместного распространения *Mimomys intermedius* и *Lagurus transiens*). Граница биохронов MQR 2/MQR 1 (*A.chosaricus*/*A.terrestris*) проходит на уровне не древнее 0,1 млн лет, т.е. уже в интервале позднего плейстоцена.

К вопросам, требующим решения, можно отнести необходимость уточнения положения границ биохронов второй половины раннего плейстоцена, а также корреляции с биохронологической шкалой ряда важнейших филетических событий в линиях крупных и мелких млекопитающих и биоклиматических маркеров квартера Северной Евразии.

Работа поддержана проектами РФФИ №№ 15-05-03958, 15-04-02079.

Список литературы

1. *Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С.* Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.

2. *Крохмаль А.И., Рековец Л.И.* Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. К.: Институт геологических наук НАН Украины, 2010. 300 с.

3. *Стефановский В.В., Бородин А.В., Струкова Т.В.* Корреляция аллювиальных и озерных отложений верхнего неоплейстоцена южного зауралья. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003. Т. 11. № 4. С. 87–100.

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

5. *Титов В.В.* Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008. 264 с.

6. *van den Hoek Ostende, L.W., Diepeveen, F., Tesakov, Alexey S., Saraç, G., Mayhew, D.F. & Alçiçek, M.C.* 2015. On the brink: micromammals from the latest Villanyian from Biçakçi (Anatolia) // Geological Journal, 2015. V. 50. P. 230–245.

7. *Mayhew D.F.* Revised biostratigraphic scheme for the Early Pleistocene of the UK based on arvicolids (Mammalia, Rodentia) // Geological Journal, 2015. V. 50. P. 246–256.

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

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ЗАПАДНОГО КРЫМА (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ФОРМАЦИЙ)

RECONSTRUCTION OF PALEOGEOGRAPHIC EVENTS OF WESTERN CRIMEA (BASED ON THE STUDY OF LITHOLOGICAL PROPERTIES LOESS-SOIL FORMATIONS)

С.Н. Тимирева, П.Г. Панин, Ю.М. Кононов, Е.А. Константинов, К.Г. Филиппова

Институт географии РАН, Москва, Россия
stimireva@mail.ru

S.N. Timireva, P.G. Panin, Yu.M. Kononov, E.A. Konstantinov, K.G. Filippova

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Комплексные палеогеографические исследования проводились на западном побережье полуострова Крым – разрез Береговое (N44°53′55″, E33°36′46″). Во время рекогносцировочных полевых работ были вскрыты лессово-почвенные отложения в двух расчистках (рис. 1). В первой,

представлен верхний комплекс отложений, в котором выделяются четыре погребенные почвы S-I – S-IV (не считая современной), залегающие на лессовых отложениях (L) большой мощности (более 4-х метров). В нижней – хорошо представлено два почвенных горизонта S-VI и S-VII, состоящих из комплекса ярко-красных ферраллитных палеопочв, подстилаемых сизым суглинком. На поверхности этого комплекса морфологически выражена смытая бурая палеопочва (S-V).

Результаты исследований магнитной восприимчивости и гранулометрического состава приведены в работе Панина и др. [2016]. Данные исследований магнитной восприимчивости показали приуроченность наибольших значений к палеопочвам S-III ($1.22*10^{-3}$ SI), S-IV ($1.40*10^{-3}$ SI), S-VI ($1.27*10^{-3}$ SI) и S-VII ($1.34*10^{-3}$ SI). Значительно меньше эти показатели для лессов. Максимальное значение магнитной восприимчивости в лессовом горизонте составляет $0,39*10^{-3}$ SI. По данным гранулометрического анализа в целом преобладает глинистая фракция, содержание которой достигает более 50%. Наибольшие значения отмечаются в палеопочвах S-III и S-IV. Отмечено значительное содержание пылеватых фракций в пределах всех изученных уровней, максимум которых приурочен к лессовому горизонту. Здесь же наблюдается уменьшение содержания песчаных фракций.

Анализ морфоскопии песчаных кварцевых зерен проведен по методике А.А. Величко, С.Н. Тимиревой [Timireva, Velichko, 2006] для всех выделенных почвенных уровней и лессового горизонта. Следует отметить, что показатели окатанности и матовости зерен в пределах всех почвенных уровней не имеют существенных отличий и колеблются в пределах 64–69% и 21–28% соответственно (кроме слоя 7 в нижней расчистке, где степень матовости достигает лишь 17%) (см. рис. 1). На фоне этих значений выделяется лессовый горизонт (L), из которого было отобрано 3 образца (из нижней, средней и верхней частей толщи). К нижней части этого горизонта (обр. З) приурочены максимальные значения окатанности (71%) и матовости (52%) зерен. В средней и верхней частях показатели немного снижаются. В лессовом горизонте преобладают зерна хорошо окатанные (III класса) при достаточно большом содержании зерен среднеокатанных (II класса). Преобладающий тип поверхности полу- и четвертьматовый. В образцах Ж и З отмечается группа хорошо и идеально окатанных зерен с полностью матовой поверхностью, что свидетельствует об активной их обработке в процессе эолового переноса. Но присутствуют и глянцевые зерна (хотя их немного), поверхность которых отвечает водным условиям. Присутствие таких зерен, скорее всего, связано с временными водотоками. Это подтверждается и наличием *нуммулитов* в нижней части горизонта L, которые могли быть принесены сюда из отложений нуммулитовых известняков, распространенных во Внутренней гряде Крымских гор. Присутствие *нуммулитов* отмечено и в слое 7 (почва S-VII) разреза Береговое-2, который достаточно четко отличается от всех вышележащих почвенных уровней по показателям матовости зерен и по наиболее гомогенному гранулометрическому составу (см. рис. 1, Н). По всей вероятности, в формировании этой толщи принимали участие и водные процессы. Зерна хорошо окатаны (коэффициент окатанности – 68%) при большом содержании зерен с глянцевой поверхностью, степень матовости наименьшая для всех изученных отложений Берегового и составляет всего 17%. Такой тип зерен свидетельствует о значительном участии процессов переноса зерен в водной среде.

В гумусовом горизонте почвы S-VII (рис. 1, М) преобладают зерна хорошо окатанные (III класса), появляется небольшая группа зерен идеально окатанных. Коэффициент окатанности составляет 67%, матовость зерен увеличивается до 24%. В почве отмечены песчаные зерна со следами механического воздействия – оббитые, расколотые зерна, а также отмечаются зерна каплевидной формы и вытянутыми хвостами, которые встречаются в ферраллитных тропических почвах [Турсина, Соколов, 2008].

В иллювиальном горизонте почвы S-VI (рис. 1, Л) зерна по показателям окатанности и матовости и текстурным особенностям поверхности мало отличаются от нижележащего горизонта. Коэффициент окатанности и степень матовости составляют 68% и 21% соответственно. Отмечается пик III класса окатанности. В гумусовом горизонте этой почвы (рис. 1, К), также как и в гумусовом горизонте почвы S-VII зафиксированы оббитые, расколотые зерна и зерна каплевидной формы и вытянутыми хвостами, которые сформировались в условиях тропического климата. Коэффициент окатанности и степень матовости составляют 63% и 26% соответственно.

В вышележащей почве S-V (рис. 1, И) коэффициент окатанности несколько выше, чем в S-VI и составляет 69%, а матовости 21%. Резко преобладают зерна III класса. В этом слое зерен каплевидной формы не отмечено.

В почве S-IV (рис. 1, Д) зерна отличаются от нижележащих из почв S-V, S-VI и S-VII. Степень матовости зерен значительно выше и составляет 31%, окатанность 68%. По всей вероятности процессы переотложения на этапе формирования этого горизонта играли существенную роль и песчаные зерна унаследовали черты зерен из подстилающего горизонта лесса. Характер поверхности зерен

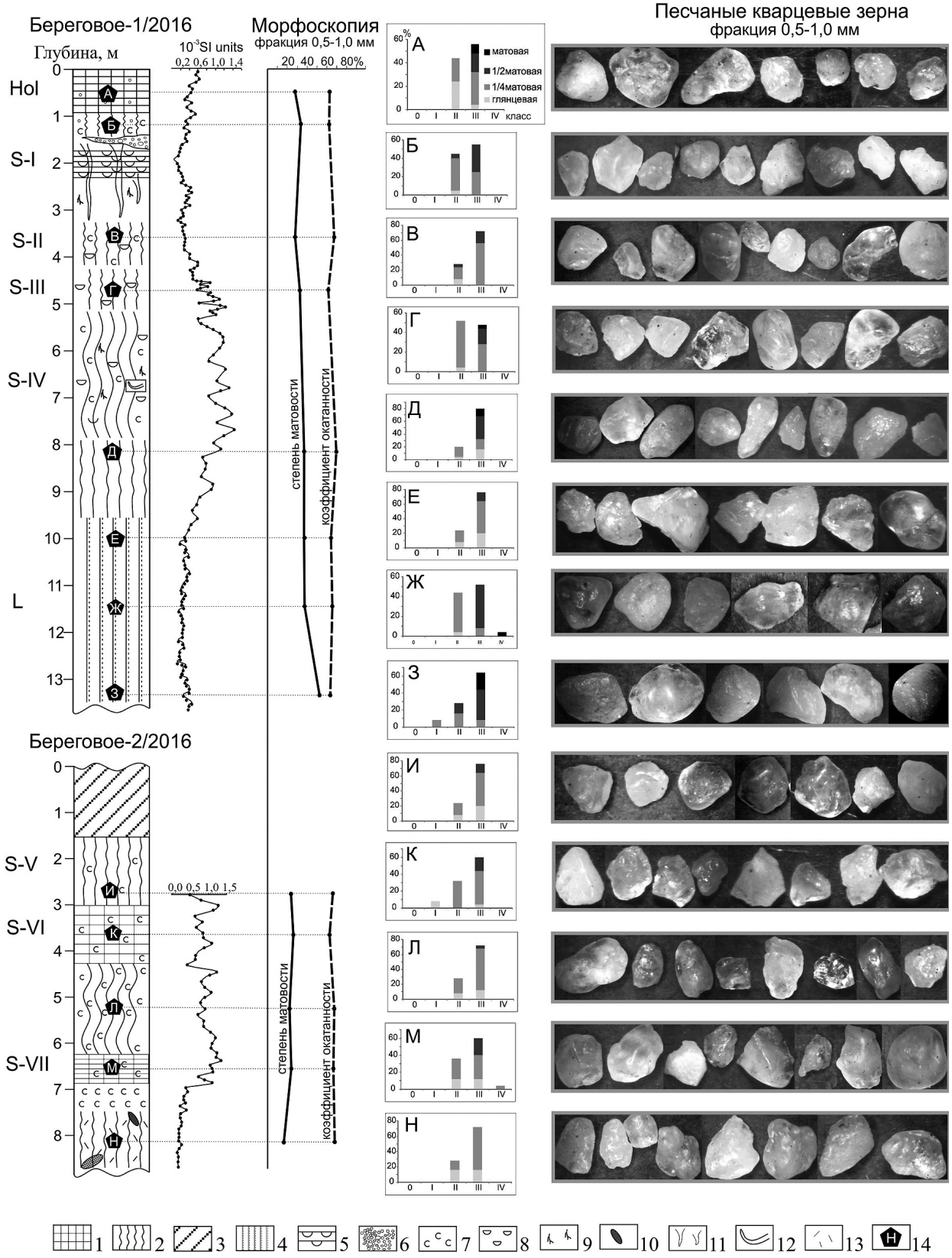


Рис. 1. Морфоскопия песчаных кварцевых зерен разреза Береговое.

Условные обозначения: 1 – гумусовый горизонт, 2 – иллювиальный горизонт, 3 – намытый слой, 4 – лессовый горизонт, 5 – горизонт, насыщенный гипсом, 6 – галька, 7 – новообразования карбонатов, 8 – гипс, 9 – древние корнеходы, 10 – кротовины, 11 – трубки, заполненные белесым материалом, 12 – место находки бивня, 13 – признаки оглеения, 14 – места отбора образцов на морфоскопию

различен: присутствуют зерна с характерной эоловой обработкой (достаточно сильно заматованные, хорошо окатанные с микроямчатой поверхностью); зерна с бугристо-ямчатой поверхностью, сильно сглаженной – типичной для зерен из почв. Как и в подстилающем лессе, показатели окатанности и матовости высокие – 70% и 38% соответственно.

В почве S-III (рис. 1, Г) зерна распределяются почти поровну между II и III классами (во всех нижележащих почвах преобладали хорошо окатанные зерна III класса окатанности). Коэффициент окатанности – 62%, матовости 31%. Значительная часть зерен имеет четвертьматовую поверхность (76%). На зернах отмечаются затертые ямки крупного и среднего размера, на некоторых видны свежие сколы. Небольшая группа зерен характеризуется типично эоловой поверхностью (с микроямками).

В вышележащей почве S-II (рис. 1, В) по сравнению с почвой S-III зерна окатаны лучше (преобладает III класс окатанности), а матовость зерен ниже (68% и 28% соответственно). На поверхности видны оббитые края некоторых зерен, ямки в основном крупные затертые, но есть и свежие.

В голоценовой почве (рис. 1, А, Б) характер распределения зерен по классам такой же как и в нижележащей, преобладает III класс, но в образце А появляется небольшая группа зерен с полностью матовой поверхностью. Коэффициент окатанности 64%, а матовость несколько выше в обр. Б, чем в обр. А. Видимо, это связано с более интенсивными процессами сезонного промерзания в верхней части профиля.

По данным микроморфологического анализа установлено, что в данном разрезе хорошо выражены ферраллитные палеопочвы (Oxisols), что хорошо согласуется с данными по морфоскопии кварцевых зерен. В микростроении ферраллитной палеопочвы S-IV плазма красного цвета, плотного сложения, слабо оглеена, отсутствуют кутаны иллювиирования, но есть железистые новообразования в виде гипокутан, карбонатные новообразования представлены отдельными конкрециями. В микростроении нижележащих палеопочв (S-V – S-VII) в скрещенных николях видно перекрестно-волокнистое и кольцевое направление глинистого вещества, выделяются участки сизого оглеения, которые в основном приурочены к трещинам и порам. По стенкам пор прослеживаются тонкие кутаны иллювиирования, илистое вещество покрывает также карбонатные новообразования. В нижних оглеенных горизонтах сизого цвета, внутрипедная масса плотная, глинистого состава, с редкими карбонатными конкрециями. Все эти признаки говорят о том, что данные палеопочвы развивались по текстурно-дифференцированному типу почвообразования с преобладанием процессов оглеения и лессиважа.

Таким образом, ферраллитные палеопочвы S-IV – S-VII сформировались в жарких и влажных условиях тропического климата, но период формирования почвы S-IV был менее влажным по сравнению с более древними. Анализ песчаных зерен из лессовой толщи (L) свидетельствует о преимущественно эоловом происхождении, но при участии процессов водного переноса, по всей видимости, связанного с временными водотоками.

Работа выполнена в рамках фундаментальных научных исследований (ГП 14) по теме «Реконструкция палеогеографических обстановок ледниковых и межледниковых эпох…» (Рег. № 01201352492 (0148-2014-0001).

Список литературы

1. *Панин П.Г., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Константинов Е.А.* Предварительные данные изучения лессово-почвенных формаций юго-западной части полуострова Крым // Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина «Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа». Ответственные редакторы: д.г.н. Т.А. Янина, к.г.н. Т.С. Клювиткина. Москва, 2–3 февраля 2017 г. С. 113–116.

2. *Турсина Т.В., Соколов И.А.* Макро- и микроморфологическая диагностика генезиса ферраллитных тропических почв Лаоса // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева, 2008. № 62. С. 22–35.

3. *Timireva S.N., Velichko A.A.* Depositional environments of the Pleistocene loess-soil series inferred from sand grain morphoscopy – a case study of the East European Plain // Quaternary International. Volume 152-153. 2006. P. 136–145.

ДАТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА СРЕДНЯЯ АХТУБА (НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ) МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКИ СТИМУЛИРОВАННОЙ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ

DATING OF UPPER PLEISTOCENE DEPOSITS OF SREDNAYA AKHTUBA SITE (LOWER VOLGA) BY OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE METHOD

Н.Т. Ткач[1], Э.Ш. Мюррей[2], Р.Н. Курбанов[1], Т.А. Янина[1]

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия
tkachgeo@gmail.com, roger.kurbanov@gmail.com, didacna@mail.ru
[2] Орхусский Университет, Северная люминесцентная лаборатория, Дания
andrewmurray@geo.au.dk

N.T. Tkach[1], A. Murray[2], R.N. Kurbanov[1], T.A. Yanina[1]

[1] Lomonosov MSU, Faculty of Geography, Moscow, Russia
[2] Aarhus University, Nordic Laboratory for Luminescence Dating, Denmark

Одним из самых дискуссионных вопросов в палеогеографии плейстоцена Нижнего Поволжья является хронология событий. К настоящему времени получены оценки возраста методами электронной парамагнитно-резонансной спектроскопии, термолюминесцентным, уран-иониевым, радиоуглеродным, зачастую дающие противоречивые результаты. Нами выполнено датирование верхнеплейстоценовых отложений разреза Средняя Ахтуба (Волгоградская область, левый берег р. Ахтуба) методом оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ).

Разрез вскрывает (сверху вниз) слой послехвалынских субаэральных осадков, горизонт шоколадных глин хвалынской трансгрессии, мощную толщу ательских континентальных осадков и три ярко выраженные горизонта погребенных почв, отражающие разные этапы развития района исследований. Все они были продатированы ОСЛ методом. Образцы из каждого слоя отбирались на удалении (не менее 15 см) от его границ (для исключения взаимного радиационного влияния материала соседних слоев) в пластиковые трубы диаметром 5 см, длиной 30–35 см, полностью забивавшихся молотом в отложения под прямым углом к плоскости стенки разреза. Пробоподготовка и датирование были выполнены в Орхусском университете, в Северной люминесцентной лаборатории.

Измерение эквивалентной дозы проводилось по фракции 90–180 мкм, которая была последовательно обработана 10% раствором HCl для удаления карбонатов, 10% раствором H_2O_2 для удаления органики и 10% раствором HF для очищения зерен от глинистой «рубашки». С помощью тяжелой жидкости плотностью 2,58 г/см^3 были разделены зерна кварца и полевого шпата для каждого образца. Люминесцентный сигнал измерялся по кварцу (для современных, нижнехвалынских и ательских отложений) и полевому шпату (для лёссово-почвенных горизонтов) с помощью автоматизированного Risø TL/OSL-ридера. Лабораторное облучение материала проводилось с помощью источника $^{90}Sr/^{90}Y$, установленного в ридере, с мощностью 0.045 Гр/с. Предварительно для каждого кварцевого образца проводился тест «чистоты». Для измерения сигнала полевого шпата использовался протокол post-IR IRSL [Thiel et al., 2011]. Аликвоты подвергались предварительному нагреву до температуры 320 °C с последующей инфракрасной стимуляцией при 50 °C и повторным измерением при 290 °C. Для подсчета эквивалентной дозы использовались данные повторного измерения. Для измерения сигнала кварца использовался стандартный SAR-протокол [Murray, Wintle, 2000].

Получено 11 ОСЛ-датировок (7 дат по кварцу и 4 даты по полевому шпату) от 720 лет («контрольная» дата) до 112 тысяч лет (табл. 1, рис. 1).

Полученные даты позволяют датировать палеогеографические этапы развития территории в позднем плейстоцене и коррелировать их с событиями на Русской равнине. Начало позднего плейстоцена (МИС 5e, микулинское межледниковье) охарактеризовано формированием почвенного горизонта; переходный этап к валдайской ледниковой эпохе отражен в разрезе двумя горизонтами ископаемых почв (МИС 5c, дата 102 500±5160 лет и 5a, дата 68 280±4310 лет), разделенных лёссовидными

Таблица 1

Рисо лаб. номер	Абс. высота (м)	Седимент	Возраст (тыс.лет)	Ошибка (тыс.лет)	Эквивалетная доза (Гр)	Кол-во аликвот	Скорость накопления рад. дозы (Гр/тыс.л)
150801	16.8	современная почва	0.72	0.11	1.16	19	1.62
150806	14	верхняя часть шоколадных глин	13.02	0.61	41.14	17	3.16
150807	12.7	нижняя часть шоколадных глин	15.02	1.00	46.85	12	3.12
150809	11	палеопочва #1	26.99	1.58	34.48	14	1.28
150810	8.6	аллювиальный песок	35.54	3.11	27.50	21	0.77
150812	7.3	аллювиальный песок	36.78	3.58	48.15	15	1.31
150814	6.5	нетипичный опесчаненный лёсс	48.68	3.14	91.40	16	1.88
150822	1.8	палеопочва #2	68.28	4.31	207.79	5	2.97
150824	0.4	лёссовидные отложения	87.62	4.39	274.74	7	3.18
150827	-0.1	палеопочва #3	102.50	5.16	325.53	6	3.18
150829	-0.8	лёссовидные отложения	112.63	5.40	331.45	5	2.94

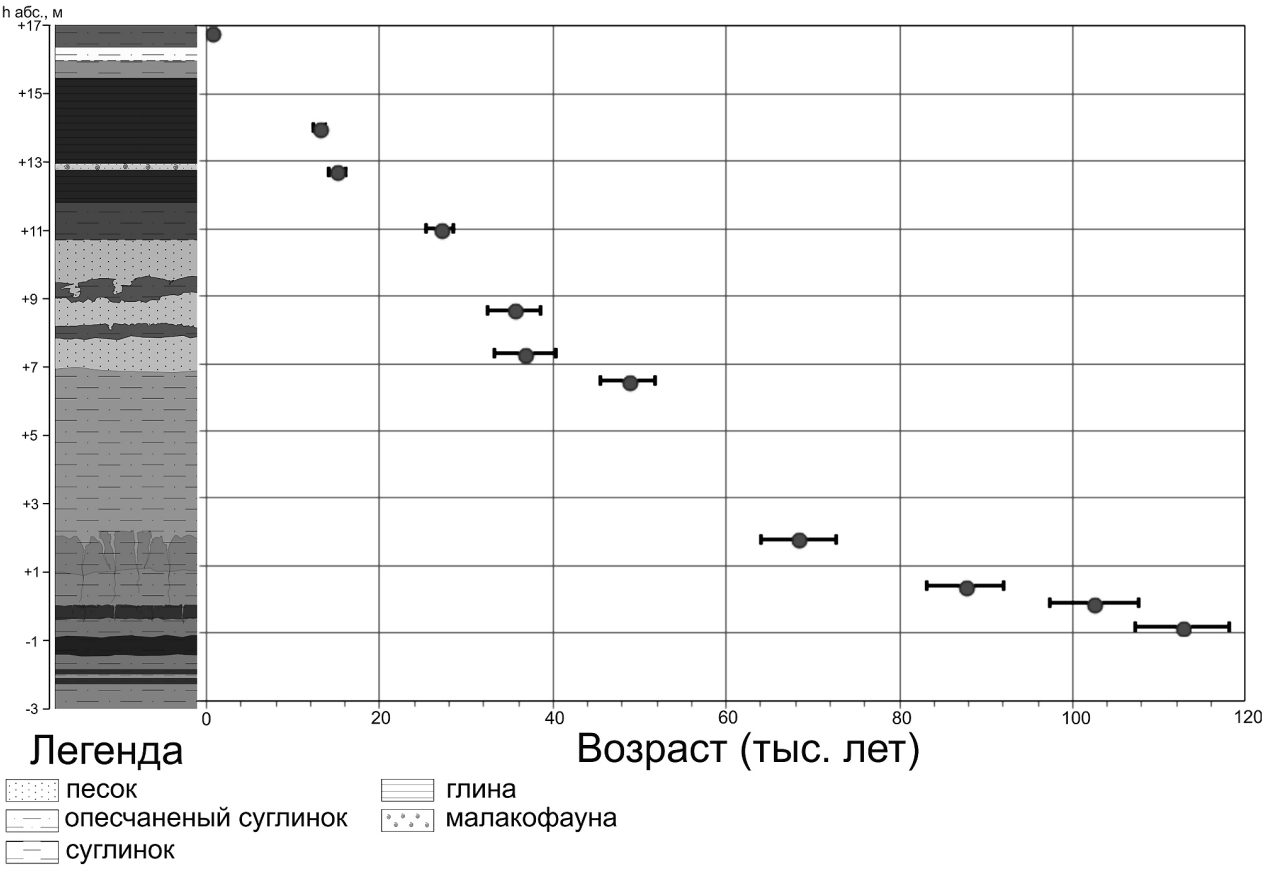


Рис. 1. Схема разреза Средняя Ахтуба и полученные ОСЛ-датировки

(МИС 5d, дата 112 630±5400 лет; и МИС 5b, дата 87 620±4390 лет) осадками. Калининская стадия валдайского оледенения (МИС 4) охарактеризована формированием лессовидной толщи, заключительная фаза которой датирована в 48 680±3140 лет (начало межстадиального потепления МИС 3). Второй половине межстадиального потепления в Нижнем Поволжье отвечает аллювиальная толща с датами 36 780±3580, 35 540±3110 и 26 990±1580 лет, в строении которой зафиксированы следы почвообразования, отражающие неоднородность климатических условий. Эпоха деградации осташковской стадии оледенения (МИС 2, даты 15 020±1000 и 13 020±610 лет) охарактеризована в Нижнем Поволжье накоплением толщи шоколадных глин хвалынской трансгрессии Каспия. Конец голоценового этапа осадконакопления датирован («контрольная дата») в 720±70 лет. Датирование верхнеплейстоценовых отложений разреза Средняя Ахтуба ОСЛ методом показало его перспективность для создания геохронологической схемы отложений и событий региона.

Работа выполнена по проекту РНФ № 16-17-10103.

Список литературы

1. *Murray A.S., Wintle A.G.* Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol // Radiation Measurements, 2000. P. 57–73.

2. *Thiel C., Buylaert J.P., Murray A., Terhorst B., Hofer I., Tsukamoto S., Frechen M.* Luminescence dating of the stratzing loess profile (Austria) – testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol // Quaternary International, 2011, v. 234, 23–31.

ХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЛИНИЙ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА С РЕЛЯТИВНЫМИ ЛИНИЯМИ ПОДНЯТИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЛОТТИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЗАПАД МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ)

CHRONOLOGICAL CORRELATION OF THE COASTAL LANDFORMS LINES WITH THE LAND UPLIFT RELATIVE LINES IN THE LOTTA DEPRESSION (WEST MURMANSK REGION)

Д.С. Толстобров, А.Н. Толстоброва, В.В. Колька, О.П. Корсакова

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия
tolstobrov@geoksc.apatity.ru

D.S. Tolstobrov, A.N. Tolstobrova, V.V. Kolka, O.P. Korsakova

Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia

Введение

В позднем плейстоцене и начале голоцена вслед за отступающим краем Скандинавского ледникового покрова вглубь континента по долине р. Лотта проникали морские воды. В голоцене в результате поднятия земной поверхности происходила регрессия морского бассейна. На бортах Лоттинской депрессии формировались береговые образования, которые маркировали положение уровня моря во времени. На основании исследования береговых образований в долине р. Лотта А.А. Никонов [1959] построил спектр их распространения (рис. 1А), но при этом линии не имеют строгой временной привязки методами абсолютной хронологии.

В последнее время по данным изучения донных отложений озер в долине р. Лотта была построена диаграмма линий поднятия земной поверхности относительно современного уровня моря; каждая линия на диаграмме отражает амплитуду поднятия территории за определенный промежуток времени и положение уровня палеоводоема [Толстобров,

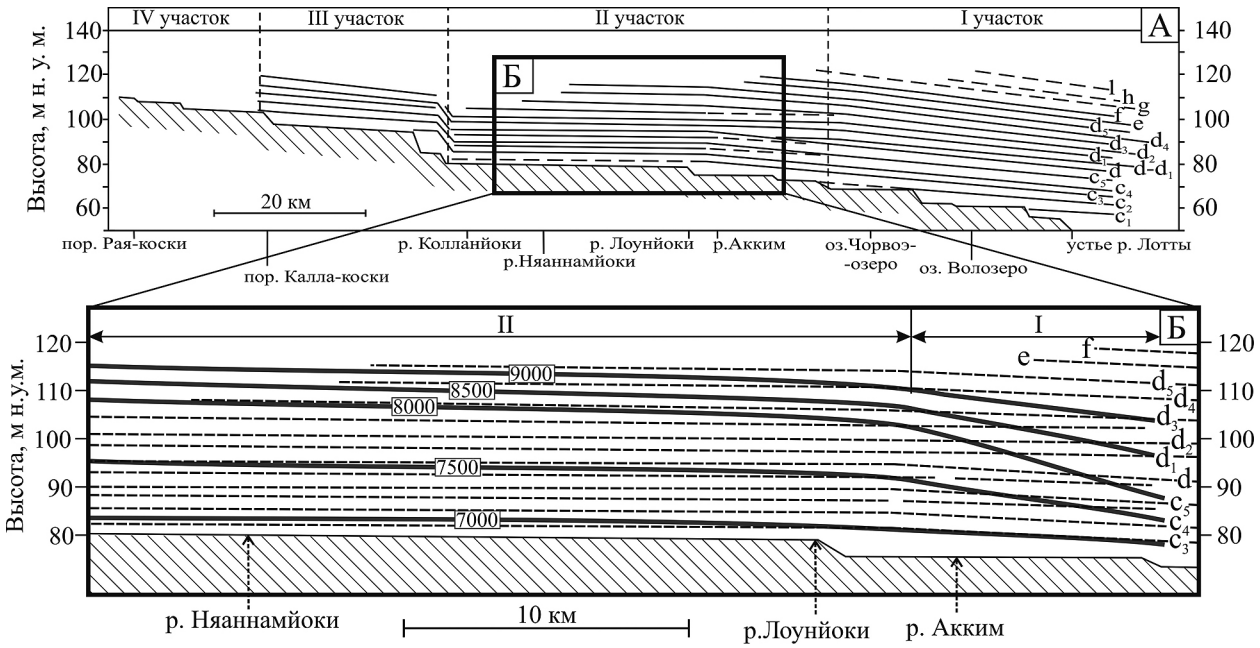


Рис. 1. А – Спектр древних береговых образований для долин р. Лотты [по Никонов, 1959]. Б – Сопоставление спектра береговых образований Никонова [1959] с диаграммой релятивных линий поднятия земной поверхности [Толстобров, Толстоброва, 2015]. Пунктиром показаны спектры линий древних береговых образований, сплошными линиями – линии поднятия территории

Толстоброва, 2015]. В данной работе предпринята попытка определить возраст береговых форм рельефа, выделенных А.А. Никоновым [1959] в пределах долины р. Лотта.

Хронологическая привязка береговых форм рельефа

Для хронологической привязки линий спектра А.А. Никонова [1959] была проведена его корреляция с релятивными линиями диаграммы [Толстобров, Толстоброва, 2015], которая представлена на рисунке 1. На спектре береговых форм А.А. Никонов [1959] выделил уровни приледникового бассейна (l, h, g), трансгрессии портляндия (f, e), регрессии литторина (d_5–d_1) и трансгрессии фолас (c_5–c_1). По характеру поднятия земной поверхности А.А. Никонов разделил долину на четыре участка (рис. 1А). Район, для которого на основании изучения донных осадков озер были построены линии поднятия, попадает во второй участок, здесь уровни древних береговых образований уменьшают свой наклон по сравнению с уровнями первого участка и идут практически горизонтально. Береговые формы в пределах данного участка имеют ясно выраженный аккумулятивный характер и значительную мощность слагающих их осадков.

Как видно из рисунка 1Б в западной части (на участке от устья р. Няаннамйоки до устья р. Лоунйоки) отмечается хорошее совпадение наклонов линий древних береговых образований спектра А.А. Никонова [1959] и линий поднятия земной поверхности диаграммы. Анализ рисунка 1Б позволяет определить временные рамки формирования некоторых линий спектра береговых образований. Во временном интервале от освобождения территории ото льда и до 9000 ^{14}C лет были сформированы линии d_5, e, f; в интервале 8000–9000 ^{14}C лет – d_3, d_4; в интервале 7000–8000 ^{14}C лет – c_4, d, d-d_1, d_1, d_2; около 7000 ^{14}C лет – c_3. Сопоставление полученных возрастов линий береговых форм в долине р. Лотта с обобщенными данными [Кошечкин, 1979] показало, что линии береговых образований с одинаковыми индексами попадают в разные временные интервалы. Это может свидетельствовать о том, что при отсутствии хронологических данных одновозрастным береговым образованиям могли присваиваться различные индексы. Аналогичные расхождения ранее были установлены при хронологической корреляции береговых форм в долине р. Тулома [Толстобров и др., 2016]. В дальнейшем это приводило исследователей к различным интерпретациям характера неотектонических движений.

В восточной части района исследования линии поднятия меняют свой наклон и начинают идти несогласно с линиями спектра береговых форм (рис. 1Б). Линии береговых образований на спектре А.А. Никонова [1959] также в районе устья р. Акким изменяют свой наклон, но незначительно (рис. 1А). Такое несовпадение линий можно объ-

яснить активизацией сейсмических процессов на данном участке, которые усложняют и без того трудную задачу корреляции береговых форм. Следы сейсмической активности обнаружены как в рыхлых осадках А.А. Никоновым, так и авторами при изучении донных осадков озер.

Выводы

Определен возраст некоторых линий береговых образований: возраст линии d_3 составил примерно 8000 ^{14}C лет т.н., линии d – 7500 ^{14}C лет т.н., линии c_3 – 7000 ^{14}C лет т.н. При сопоставлении полученных возрастов береговых форм с обобщенными данными [Кошечкин, 1979] установлено, что линии береговых образований с одинаковыми индексами попадают в разные временные интервалы. Очевидно, что корреляция береговых образований, расположенных на значительном расстоянии, проведенная без определения абсолютного возраста и опирающаяся на региональные обобщения, является неточной. Поэтому для палеогеографических реконструкций для каждого ограниченного района следует строить спектр линий береговых образований, датированный методами абсолютной хронологии.

Работа поддержана грантом РФФИ № 16-05-00311-А.

Список литературы

1. *Кошечкин Б.И.* Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1979. 158 с.

2. *Никонов А.А.* Восстановление неотектоники и палеогеографии поздне-ледниковья с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова // Докл. АН СССР, т. 125, № 4, 1959. С. 866–869.

3. *Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П.* Опыт хронологической корреляции береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии реки Тулома и Кольском заливе // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. № 1/1. С. 142–150.

4. *Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н.* Неотектонические движения на северо-западе Кольского региона (долина р. Лотта) // Материалы XXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 146–148.

ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН В РАЙОНЕ ПОС. ТЕРИБЕРКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

DIATOM ASSEMBLAGES IN BOTTOM SEDIMENTS FROM LAKE BASINS IN TERIBERKA AREA (KOLA PENINSULA)

А.Н. Толстоброва, Д.С. Толстобров, В.В. Колька, О.П. Корсакова

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия
alexeeva@geoksc.apatity.ru

A.N. Tolstobrova, D.S. Tolstobrov, V.V. Kolka, O.P. Korsakova

Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia

Представлены результаты исследований диатомовых комплексов из донных отложений двух озерных котловин, расположенных на побережье Баренцева моря в районе поселка Териберка (Кольский полуостров).

Озеро 1 с абсолютной отметкой 17.0 м над уровнем моря (н.у.м.) овальной формы, площадью 0.039 км^2, глубина воды – 2.5 м, проточное – на юго-западе в озеро впадает ручей, на севере – вытекает. В разрезе установлена следующая осадочная

последовательность (слои указаны снизу вверх): (*1*) 360–330 см – алеврит с песком серый, неслоистый, с единичными зернами гравия, на границе с вышележащими осадками отмечается прослой песка; (*2*) 330–316 см – гиттия коричневая, монотонная, с минеральной частью, с дисперсной органикой, переход в вышележащий слой постепенный; (*3*) 316–290 см – гиттия коричневая, неяснослоистая, переход в вышележащий слой резкий, неровный; (*4*) 290–285 см – интервал представляет собой смесь серого песка и коричневой гиттии, вверх по разрезу количество песка уменьшается с примерно 90% до 20–30%, переход в вышележащие осадки постепенный; (*5*) 285–279 см – гиттия коричневая, с песком и макроостатками растений, переход в вышележащие осадки постепенный; (*6*) 279–274 см – гиттия коричневая, слоистая, с песком, верхняя граница интервала резкая; (*7*) 274–272 см – прослой серого песка, мощность прослоя в разных кернах изменяется от 1 до 20 мм; (8) 272–266 см – гиттия темно-коричневая, с большим количеством растительных остатков, в интервале отмечается песок и отдельные зерна гравия; (9) 266–0 см – гиттия коричневая, монотонная.

В нижней части разреза в алевритах *слоя 1* при общем преобладании пресноводных видов диатомовых водорослей, отмечены морские и солоноватоводные (полигалобы и мезогалобы) виды (до 20%), что указывает на формирование указанных осадков в условиях опресненного морского залива.

Накопление вышележащей гиттии *слоев 2* и *3* происходило в пресноводных условиях. Доминируют индифференты (до 80%), в особенности виды обрастатели *Fragilaria* sensu lato. Галофилы и галофобы занимают подчиненное положение и в среднем составляют 15% и 5% соответственно. Морских видов не обнаружено. Резкое их исчезновение и наличие прослоя песка в слое 1 свидетельствуют о быстрой смене условий осадконакопления или о размыве осадков переходной зоны от морских к пресноводным условиям седиментации.

Резкое появление морских и солоноватоводных видов, при доминировании последних, в основном за счет планктонно-бентосного вида *Paralia sulcata* (Ehrb.) Kütz. (до 50–70% от общего числа видов) зафиксировано в осадках *слоев 4* и *5*, представленных смесью песка и гиттии. Кроме того, среди мезогалобов в небольшом количестве отмечены донные формы и обрастатели (*Navicula peregrina* (Ehrb.) Kütz., *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cl. и др.). Среди полигалобов встречены бентосные виды *Diploneis subcincta* (A. Schmidt) Cl., *Plagiogramma staurophorum* (Greg.) Heib. и др. Возможно предположить, что формирование этих осадков произошло под сильным воздействием волн, возможно цунами, вызванного подводным оползнем «Storegga Slide» в Норвежском море. Ранее соотносимые с цунами похожие осадки выявлены по побережьям Норвегии [Bondevik et. al., 1997; Romundset, Bondevik, 2011], Великобритании [Smith et. al., 2004] и других районах.

Для слоистой гиттии *слоя 6* установлены солоноватоводные условия ее накопления: полигалобы встречены единично, мезогалобы составили менее 10%, доминирующий комплекс представлен галофилами и индифферентами, причем опять отмечается массовое развитие видов *Fragilaria* sensu lato. Возможно, проникновение морских вод в котловину озера произошло в результате трансгрессии Тапес. Осадки трансгрессии ранее были обнаружены во многих районах побережья Фенноскандии [Romundset et al., 2011 и др.]. В песке *слоя 7* и гиттии *слоя 8* установлен аналогичный состав диатомовой флоры.

В гиттии *слоя 9* вверх по разрезу наблюдается постепенная смена солоноватоводной диатомовой флоры на разнообразную пресноводную – с доминированием индифферентов и галофобов.

Озеро 2 с абсолютной отметкой 22.5 м н.у.м., овальное, площадью 0.046 км^2 и глубиной 2.1 м, сточное, имеет атмосферное питание. Установленная в его котловине последовательность осадков: (*1*) 215–198 см – интервал «взмучивания», представляет собой смесь гиттии коричневой с серым песком (50:50); (*2*) 198–170 см – гиттия коричневая, плотная, с песком разнозернистым в соотношении 80:20, отмечаются отдельные зерна гравия; (*3*) 170–140 см – гиттия коричневая, плотная, с крупнозернистым песком и единичным гравием; (*4*) 140–0 см – гиттия коричневая, темно-коричневая, менее плотная, чем нижележащая, без включений.

По данным диатомового анализа гиттия с песком *слоя 1* содержит пресноводно-солоноватоводный комплекс диатомей, состоящий из индифферентов (*Stauroforma exiguiformis* (Lange-Bert.) Flower, Jones et Round, *Staurosira venter* (Ehrb.) Kobayasi и др.) и галофилов (*Pseudostaurosira subsalina* (Hust.) Morales, *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams et Round и др.), содержание последних уменьшается к кровле интервала от 40 до 7%. Полигалобы встречены единично (*Plagiogramma staurophorum*, *Diploneis subcincta*), мезогалобы составляют первые проценты (*Diploneis didyma* (Ehrb.) Cl., *Navicula peregrina* и др.). Выше по разрезу они практически полностью исчезают, диатомовый комплекс представлен типичными пресноводными видами (галофобами и индифферентами).

В результате исследований диатомовых комплексов из донных осадков озерных котловин установлено, что в послеледниковое время на данной

территории покрывалась морем (*озеро 1*, *слой 1*). При дальнейшей регрессии моря вследствие воздымания земной коры произошла изоляция *озера 1* (*слои 2–3*). В раннем-среднем голоцене фиксируется повышенное влияние морских вод на формирование осадков в *озере 1* (*слои 4–5*). В это время уровень моря находился ниже порога стока *озера 2*, где формирование гиттии с песком (*слой 1*) происходило при влиянии сильных штормов. Позже в изученных котловинах осадконакопление происходило в пресноводных условиях (*озеро 1, слой 9*; *озеро 2*, *слои 3-4*).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00311-А.

Список литературы

1. *Bondevik S., Svendsen J.I., Mangerud J.* Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway // Sedimentology. 1997. V. 44. P. 1115–1131.

2. *Romundset A., Bondevik S.* Propagation of the Storegga tsunami into ice-free lakes along the southern shores of the Barents Sea // Journal of Quaternary Science. 2011. V. 26. № 5. P. 457–462.

3. *Romundset A., Bondevik S., Bennike O.* Postglacial uplift and relative sea level changes in Finnmark, northern Norway // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 2398–2421.

4. *Smith D.E., Shi S., Cullingford R.A., Dawson A.G., Dawson S., Firth C.R., Foster I.D.L., Fretwell P.T., Haggart B.A., Holloway L.K., Long D.* The Holocene Storegga Slide tsunami in the United Kingdom // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. № 23. P. 2291–2321.

ВОЗРАСТ СТРАТОТИПА ТАМАНСКОГО КОМПЛЕКСА И СТОЯНОК ОЛДОВАНСКОГО ТИПА НА ТАМАНИ (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ)

AGE OF TAMANIAN COMPLEX STRATOTIPE AND OLDOVANEAN SITES ON TAMAN PENINSULA (ON PALEOMAGNITIC DATA)

В.М. Трубихин[1], А.Л. Чепалыга[2], С.А. Кулаков[3]

[1]Геологический институт РАН, Москва, Россия, tamara-sadchikova@yandex.ru
[2]Институт географии РАН, Москва, Россия, tchepalyga@mail.ru
[3] Институт Истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия

V.M. Trubikhin[1], A.L. Chepalyga[2], C.A. Kulakov[3]

[1]Geological Institute RAS, Moscow, Russia
[2]Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, tchepalyga@mail.ru
[3] Institute for the History of Material Culture RAS, Saint-Petersburg, Russia

В 2016–17 гг. проведены исследования стратотипического разреза и таманского комплекса млекопитающих «Синяя балка» и стоянок олдованского типа: Богатыри, Родники-2 и Кермек, возраст которых точно ещё не определен.

Район исследований – побережье Азовского моря между долиной Синяя балки и поселком Голубицкая, где обнажаются отложения моноклинальной (тиздарской) свиты.

Методы исследования – для определения абсолютного возраста использован палеомагнитный метод, а для геологического возраста – фауна моллюсков.

Результаты. Разрез стратотипа «Синяя балка» и стоянка Богатыри заключен в блоке-отторженице с костеносной линзой мощностью до 5–6 м. Отобраны и изучены 10 ориентированных образцов с интервалом 50–60 см. (рис. 1А). Все образцы оказались обратно намагниченными и относятся к верхней части эпохи Матуяма, т.е. древнее 0,78 млн лет, но моложе эпизода Харамилло (0,99–1,07 млн лет).

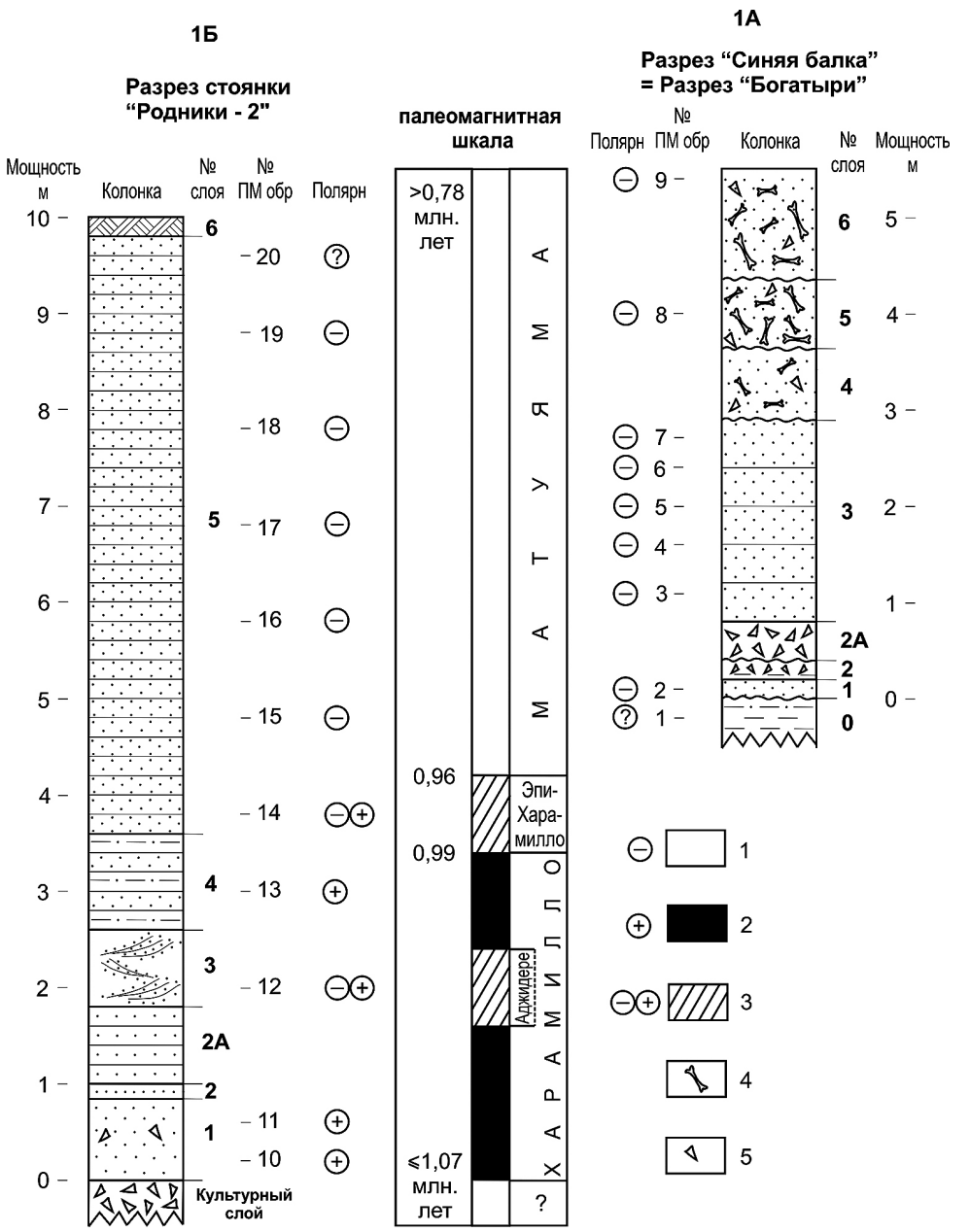


Рис. 1. Положение Таманских разрезов в палеомагнитной шкале. 1А – разрез «Синяя Балка» и стоянка Богатыри; 1Б – разрез стоянки Родники 2.

Легенда: 1 – обратная намагниченность; 2 – нормальная намагниченность; 3 – аномальная намагниченность; 4 – кости млекопитающих; 5 – каменные орудия

В 150 м западнее и ниже по размрезу опробован интервал песков мощностью 10–11 м (элементы залегания А 80° <35°), залегающих сразу над культурном слоем стоянки Родники-2 [Щелинский, 2014]. Отобрано 10 образцов с интервалом около 1 м. Верхняя часть разреза (6 м) намагничена обратно и относится, как и разрез стратотипа, к эпохе Матуяма (рис. 1Б).

Нижняя часть разреза (3,5 м) имеет в основном нормальную намагниченность и наиболее вероятно соответствует эпизоду Харамилло (0,99–1,07 млн лет). Внутри этого эпизода выявлена аномальная зона, отмеченная ранее в разрезах стоянки Байраки (VII терраса Днестра) и Аджидере (апшерон Туркмении). В кровле Харамилло также выявлен аномальный эпизод (Эпи-Харамилло).

Значительно ниже по разрезу моноклинальной толщи обнаружен культурный слой с артефактами олдованского типа – стоянка Кермек [Щелинский, 2014]. Эта часть разреза намагничена обратно и относится к эпохе Матуяма, явно древнее Харамилло. Более точных сведений нет, т.к. не выявлены палео-

магнитные эпизоды. Однако в культурном слое стоянке Кермек нами обнаружены моллюски, уточняющие возраст: Margaritifera arca Tshep, Bogatshevia sturi (Horn), B. Aff. scutum (Bog.). Эти пресноводные виды типичны для бошерницкого и несмияновского комплексов раннего-среднего эоплейстоцена. Кроме того там же обнаружены морские моллюски: Apsheronia propinqua (Eichw) и Theodoxus pallasi Lindh, - виды апшеронского бассейна Каспия, что подтверждает эоплейстоценовый возраст стоянки Кермек.

Выводы

1. Возраст стратотипа таманского комплекса «Синяя балка» и олдованской стоянки Родники-2 определён в интервале 0,8–0,9 млн лет. Аналогом можно считать верхи олдованской стоянки Байраки (третий культурный слой) с Equus sussenbornensis [Чепалыга и др., 2014].

2. Возраст культурного слоя стоянки Родники-2 определяется по его положению в основании эпизода Харамилло в интервале 1,05–1,1 млн лет. Аналогичное положение занимает V (основной) культурный слой олдованской стоянки Байраки в аллювии VII террасы Днестра с фауной таманского комплекса Archidiscodon meridionalis tamanensis Dubrovo [Чепалыга и др., 2014].

3. Стоянка Кермек не имеет привязки к палеомагнитным эпизодом, и её возраст определяется по фауне моллюсков как нижний и средний эоплейстоцен.

Список литературы

1. *Чепалыга А.Л., Анисюткин Н.К., Садчикова Т.А.* Древнейшая в Восточной Европе палеолитическая стоянка Байраки на Днестре: возраст, палеоландшафты, археология. |// Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода № 71. М.: ГЕОС, 2014. С. 75–94.

2. *Щелинский В.Е.* Эоплейстоценовая раннепалеолитическая стоянка Родники 1 в Западном Предкавказье – СПб.: ИИМК РАН, ООО «Периферия», 2014. 168 с.

ГОЛОЦЕН ДЕЛЬТЫ КУБАНИ | THE HOLOCENE OF THE KUBAN DELTA

Н.А. Тюнин

Лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена,
Географический факультет МГУ, Москва, Россия
nictun@mail.ru

N.A. Tyunin

RL of recent sediments and Pleistocene paleogeography,
Geography Faculty, Moscow State University, Moscow, Russia

Современная дельта Кубани формируется в голоценовую эпоху. Для района характерна быстрая изменчивость ландшафтов. Территория заметно преобразована человеком (с/х, транспортные коммуникации) [Гидрология…, 2010]. Цель исследования – рассмотреть эволюцию дельты Кубани в голоцене. Были решены следующие задачи: 1) анализ и систематизация опубликованных материалов; 2) характеристика физико-географического положения, описание геолого-геоморфологического строения дельты; 3) сбор полевых данных, их анализ и интерпретация; 4) реконструкция истории развития дельты Кубани и участка исследования (скв. ACHU-1) в голоцене

В июле 2016 г. автор в составе полевого отряда НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена геогр. ф-та МГУ выполнил геоморфологическое описание участков дельты. Вблизи устья р. Протоки (правый рукав Кубани) пробурена скважина ACHU-1 (16 м) с выходом керна. Сделано его литологическое описание и отбор образцов (65) на комплексный палеогеографический анализ. Автором проведен гранулометрический и карбонатометрический анализ. Д. Семиколенных

сделала малакофаунистическое описание. В лаборатории почвенно-геохимических исследований был сделан геохимический анализ по 10 образцам. В лаборатории геохронологии СПбГУ получены 3 радиоуглеродные даты (Х.А. Арсланов).

Результаты исследований. В строении скважины выделяются 6 горизонтов: 1) современная почва (0,2 м); 2) песок (2,9 м) разнозернистый, преимущественно мелкозернистый, с обломками и целыми раковинами *Cerastoderma glaucum*; калиброванный ^{14}C (ЛУ-8426) возраст раковин 250±130 лет; 3) чередование темно-серых, сизо-серых и черных прослоев мелкозернистого песка иловатого (3,2 м); 4) глина (3,5 м) алеврито-крупнопелитовая, сверху темно-серая, снизу сизо-серая; 5) ил-глина (3,6 м) алеврито-крупнопелитовая, темно-серая до черного с сизо-серыми и серыми прослоями с послойным скоплением раковин *Cerastoderma glaucum* и *Mytilus edulis* в подошве; калиброванный ^{14}C возраст раковин *Cerastoderma* 3030±130 лет (ЛУ-8427А); раковин *Mytilus* – 3010±130 лет (ЛУ-8427В); 6) суглинок (2,6 м до забоя) лессовидный, мелкоалеврито-пелитовый, коричневый и красно-коричневый с друзами гипса.

По современным представлениям [Богучарсков, Иванов, 1979; Гидрология…, 2010; Измайлов, Арсланов, Тертычная и др., 1989] в раннем голоцене на месте дельты был мелководный залив. Он постепенно заполнялся аллювиально-морскими осадками, мелел и разделялся на отдельные обсыхающие водоемы. Уровень моря колебался с тенденцией к повышению. 6 тыс. лет назад он впервые достиг значений, близких к современным. Берег постепенно отступал, дельта выдвигалась. На формирование дельты влияли, с одной стороны, речной сток и трансформация рукавов, с другой – колебания уровня моря, вдольбереговое перемещение наносов и воздействие прибоя.

Строение скважины ACHU-1 демонстрирует последовательную смену природных обстановок в данном районе в позднем голоцене. 6-й слой формировался в семиаридных континентальных условиях. 5-й слой (~3000 л.н.) отвечает мелководным морским условиям, сменявшихся лагуной, затем внутридельтовым озером. В эпоху формирования слоя 4 здесь было озеро, изредка связывавшееся с русловой сетью дельты. Слой 3 формировался на границе пляжа и плавней. Слой 2 (~250 л.н.) соответствует приморскому пляжу. В современную эпоху в континентальных условиях формируется почва.

Работа выполнена по проекту РГО (07/2016-Р) «Комплексная экспедиция «Дельты рек Юга России».

Список литературы

1. *Богучарсков В.Т., Иванов А.А.* Дельта Кубани. Ростов-на-Дону: Ростовский Университет, 1979. 108 с.

2. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани / Под ред. Михайлова В.Н., Магрицкого Д.В., Иванова А.А. М.: ГЕОС, 2010. 728 с.

3. *Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Тертычная Т.В., Чернов С.Б.* Реконструкция и датирование голоценовых береговых линий моря в дельте Кубани (Восточное Азово-Черноморье) // Вестник Ленинградского ун-та. Сер. 7. Геология. География. 1989. Вып. 3. С. 61–69.

ХРОНОЛОГИЯ И ТЕМПЫ ПОСЛЕДНЕЙ ДЕГЛЯЦИАЦИИ ФЕННОСКАНДИИ

CHRONOLOGY AND RATES OF THE LAST DEGLACIATION OF THE FENNOSCANDIA

М.А. Фаустова, Н.В. Карпухина

Институт географии РАН, Москва, Россия
faustovam@yandex.ru

M.A. Faustova, N.V. Karpukhina

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Реконструкции Скандинавского ледникового покрова выполнены для максимума поздневалдайского похолодания, интерстадиала аллеред, максимума похолодания в позднем дриасе и потепления пребо-

реального времени. Для реконструкций использованы данные геологического, палеоботанического, палеофаунистического, геохронологического, палеомагнитного изучения разрезов в ледниковой и приледниковой зонах Скандинавского ледникового покрова и гляциоморфологических исследований на территории Фенноскандии и соседних территорий Западной и Восточной Европы. Фактический материал приведен в статьях по истории Скандинавского покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху [Величко и др., 2017].

Дегляциация рассматривается от максимального похолодания позднего валдая (~23 тыс. кал. л.н), когда установились наиболее суровые климатические условия до начала голоцена. Сначала деградирующий ледниковый покров сохранял асимметричную форму и общий структурный план в результате фронтального отступания его южного и юго-восточного краев. Во многих районах дегляциация была фронтальной и регрессивной с образованием последовательно расположенных зон краевого ледникового рельефа. После 17 тыс. кал. л.н. потепление спровоцировало значительные сдвиги в балансе ледников всего Северного полушария. Около 18 тыс. кал. л.н. (после померанского, поморского, вепсовского надвига на юго-западном и южном флангах покрова), изменилось направление растекания льдов, связанное с перестройкой его структурного плана из-за смещения ледораздельных зон. Начался распад крупных ледниковых лопастей, оканчивавшихся осциллировавшими ледниковыми языками – трансгрессивно-регрессивная дегляциация.

На следующем этапе дегляциации, связанном со значительным потеплением в начале позднеледниковья, динамика льдов определялась как региональными климатическими условиями, так и подстилающим рельефом, тектоникой и балансом изостатического подъема суши и эвстатических колебаний уровня моря. Края ледниковых лопастей теряли связь с областями питания. Во время *раннего дриаса* (16,9–14,7 тыс. кал. л.н. или 15,0–12,5 ^{14}C тыс. л.н.) сначала сократились западный и юго-западный склоны, края которых отступили к береговой линии и вглубь суши (в Швеции), но чуть позднее (16 тыс. кал. л.н.) льды продвинулись со стороны Балтики (Балтийский поток) на юго-восток Ютландии и соседний остров Зеландия. На южном и юго-восточном склонах льды далеко отступили от позиций померанского, поморского, вепсовского этапа, сформировав лужские краевые образования (13,2 ^{14}C тыс. л.н.). Самое раннее позднеледниковое *потепление беллинг* (интервал G1-1e Гренландской кривой) длилось немного более 600 лет. (14,7–14,1 тыс. кал. л.н. или 12,5–12,1 ^{14}C тыс. л.н.). Береговая зона и соседние острова западной и юго-западной Норвегии освободились ото льдов. На юго-западе Балтики край Скандинавского покрова сдвинулся к северу, что привело к формированию Южно-Балтийского приледникового озера. Восточнее окраина южного склона покрова находилась на суше, где льды занимали значительную часть Эстонии и северо-западные территории России. При их отступании формировались приледниковые водоемы в понижениях с проксимальной стороны краевых образований. Дегляциация была регрессивной. Скорость ее составляла от 110–120 м/г на западе (Эстония) до 90 м/г на востоке (Россия, север Псковской низменности). Наибольшее сокращение испытал юго-восточный склон покрова (Северное и Северо-Западное Прионежье), где существовали приледниковые озера, окруженные полями мертвого льда и дегляциация происходила преимущественно по ареальному типу с отчленением от края активного ледника больших участков неподвижного льда. Новое короткое похолодание – *средний дриас* (14,1–13,9 тыс. кал. л.н. или 12,1–11,9 ^{14}C тыс. л.н.) в ряде районов не нашло заметного проявления. Ледниковый покров оставался стабильным или сокращался, формируя рецессионные краевые образования. Значительная дегляциация произошла во время второго позднеледникового потепления *аллеред* (13,9–12,65 тыс. кал. л.н. или 11,9–10,2 ^{14}C тыс. л.н.) в связи со значительным повышением температурного фона и активизацией тектонических процессов и темпов гляциоизостатической компенсации в северной и центральной части Фенноскандии. Юго-западный склон покрова отступил вглубь суши на 130 км, но льды оставались в проливе Каттегат, что привело к образованию крупного пресноводного бассейна – Балтийского приледникового озера. Край юго-восточного склона ледникового покрова отодвинулся на территорию Юго-Восточной Финляндии. Темпы дегляциации резко возросли: к началу позднедриасового похолодания скорость дегляциации здесь уже превысила 300 м/г. Освободились ото льдов бассейн современного Онежского озера и территория Карелии до Ругозера [Saarnisto, Saarinen, 2001]. Но крупные площади мертвого льда сохранялись в бассейне Онежского озера до конца аллереда и позднее. На севере к концу аллереда скандинавские льды освободили Кольский полуостров. Новое глобальное похолодание *позднего дриаса* (около 12,7–11,59 тыс. кал. л.н. или 10,95–10,15 ^{14}C тыс. л.н.) прервало общий тренд дегляциации. Оно сопровождалось наступанием льдов по всей периферии покрова, оставивших пояс конечно-моренных гряд по всей периферии Скандинавии. Гряды формировались в течение всего дриаса [Mangerud et al., 2011]. Их строение свидетельствует о высокой активности

Скандинавского покрова в Атлантическом секторе (Норвегия и Западная Швеция). Ледники, выдвигавшиеся к устьям фьордов в максимум позднего дриаса, достигали 2000 м мощности. В конце позднего дриаса (после 12,5 тыс. кал. л.н.) уже тенденция к направленному сокращению размеров покрова не прерывалась. Возросла скорость дегляциации, что привело к спуску Балтийского приледникового озера. Юго-восточный склон Скандинавского покрова испытал наибольшее сокращение, отступив на запад почти к современной российско-финской границе от Ругозерских краевых образований на востоке Карелии до Калевальских на западе. Средняя скорость дегляциации составляла от 160 до 200 м/год [Марков, 1931; Демидов, 2005 и др.].

Темпы дегляциации территории Скандинавии еще более увеличились в начале голоцена (*пребореале*) верхняя граница которого выражена в разрезах на уровне 11,6 тыс. кал. л.н. (10,3 ^{14}C тыс. л.н). Тип и скорость дегляциации определялась в первую очередь климатическим фактором, потеплением, более существенным, чем в аллереде. В Атлантическом секторе, на юго-западной окраине покрова льды отступили от максимальных позиций в позднем дриасе к вершинам фьордов. Скорость дегляциации составила уже от 270 до 340 м/год [Mangerud, 2013]. Во время формирования пояса краевых образований пребореала в Норвегии и центральных районах Швеции темп дегляциации снова вырос в 2–6 раз. При этом в районах, находившихся ниже уровня моря, большую роль в дегляциации стал играть калвинг, что способствовало быстрому уменьшению мощности льда. На северо-западной окраине покрова льды отступили за горный хребет, где находился юго-западный ледораздел, а перед их фронтом с севера и юга образовались крупные озера [Lundqvist, 1972, 2004, и др.]. Следует подчеркнуть, что отступавший лед сохранял линию фронта – фронтальная регрессивная дегляциация. К концу пребореала ледниковая лопасть, выдвигавшаяся к югу от Аландского архипелага, раскололась, и почти весь Ботнический залив освободился ото льда. Следствием этого явилась редукция восточного и северо-восточного флангов Скандинавского покрова. Последний стал отступать к области ледораздела, расположенной к северу от Ботнического залива. В *бореальное* время Скандинавский покров занимал только горные районы Скандинавии, где располагались ледораздельные области. Дегляциация горных районов Скандинавии имела несколько стадий от первой – стадии нунатаков до финальной, когда льды еще оставались на низменностях. Стаивание остаточных площадей льда в Финляндии завершилось только 8,5 ^{14}C тыс. л.н.

Таким образом, в начальный этап деградации Скандинавского ледникового покрова большее значение имела перестройка его гляциодинамической структуры, флуктуации климата играли второстепенную роль. До начала позднеледниковья дегляциация была преимущественно фронтальной с сохранением асимметрии склонов. Юго-западная окраина покрова сохраняла свои инициальные размеры более продолжительное время. Начиная с позднеледниковья, динамика ледникового покрова была подчинена климатическим изменениям. В условиях быстрой смены похолоданий и потеплений и проявились различия в темпах дегляциации. Быстрее всего сокращался юго-восточный фланг Скандинавского ледникового покрова.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 17-05-01033-а и в рамках программы фундаментальных исследований Президиума РАН, проект «Роль многолетней мерзлоты и оледенений в формировании экосистем арктической зоны».

Список литературы

1. *Lundqvist J.* Ice–lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range // Boreas, 1972. 1. P. 27–54.

2. *Lundqvist J.* Glacial history of Sweden. In Ehlers, J. & Gibbard, P. L.(eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe, 2004: Elsevier, Amsterdam. 401–412 p.

3. *Mangerud J., Goehring B., Lohne O., Svendsen J., Gyllencreutz R.* Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet // Quaternary Sci.Reviews., 2013. V. 67. P. 8–16.

4. *Mangerud J., Gyllencreutz R., Lohne O., Svendsen J.* Glacial History of Norway // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look. Ed. by J. Ehlers, P. L. Gibbard and P. D. Hughes // Developments in Quaternary science. 2011. Vol. 15. P. 279–298.

5. *Saarnisto M., Saarinen T.* Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkya End Moraine // Global and Planetary Change 2001, 31. Elsevier Science. P. 333–405.

6. *Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.* История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в Валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и снег, 2017. № 3 (в печати).

7. *Демидов И.Н.* Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии, 2005. Вып. 8. С. 134–142.

8. *Марков К.К.* Геохронологические исследования в Карельской АССР // Природа, 1931, № 5.

НЕСТАБИЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА НА ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ ОЗЕР

UNSTABLE ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE ON THE VALDAI HIGHLANDS INFERRED FROM LAKE SEDIMENTS STUDIES

Г.Б. Федоров[1,3], Л.А. Савельева[1], Н.Ю. Бобров[1], А.В. Лудикова[2], Д.Ю. Большиянов[3], С.С. Крылов[1], Н.А. Костромина[1], А.А. Черезова[1,3], А.В. Титов[1], А.Г. Федоров[1]

[1] Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия
[2] Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия
[3] Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия
g.fedorov@spbu.ru

G.B. Fedorov[1,3], L.A. Savelieva[1], N.Yu. Bobrov[1], A.V. Ludikova[2], D.Yu. Bolshiyanov[3], S.S. Krylov[1], N.A. Kostromina[1], A.A. Cherezova[1,3], A.V. Titov[1], A.G. Fedorov[1]

[1] St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[2] Institute of limnology RAS, St. Petersburg, Russia
[3] Arctic and Antarctic research institute, St. Petersburg, Russia

Комплексные палеолимнологические исследования двух озер, расположенных на востоке Валдайской возвышенности позволили сделать ряд важных выводов о развитии природной среды региона в конце плейстоцена и в голоцене.

Озера Зван (58°09′40″ с.ш. и 33°37′17,6″ в.д.; Высота н.у.м. – 180,6 м; Площадь водного зеркала – 15 км^2; Максимальная глубина – 5 м) и Пирос (58°09′49,5″ с.ш. и 33°53′38,5″ в.д.; Высота н.у.м. – 154 м; Площадь водного зеркала – 31,2 км^2; Максимальная глубина – 11,5 м) расположены в 12 км друг от друга и, в соответствии с известными реконструкциями [Hughes et al., 2016; Gorlach et al., 2017] находятся лишь в 10–20 км севернее от максимальной границы распространения последнего Валдайского оледенения, т.е. должны были освободиться ото льда на самых ранних этапах дегляциации.

Оба озера расположены в пределах Карбонового плато и имеют карстовое происхождение [Вербицкий и др., 2012].

На озерах была проведена георадиолакационная съемка, позволившая выявить мощности и строение толщи донных отложений. При помощи торфяного бура были отобраны несколько колонок донных отложений длиной 3–5 м. Отложения были подвергнуты спорово-пыльцевому и диатомовому анализам, а также анализу содержания общего органического углерода и азота. В общей сложности получено 16 радиоуглеродных датировок из них 8 методом AMS (лаборатория университета Кельна) и 8 традиционным способом (лаборатория СПбГУ).

Отложения древнее чем потепление аллеред вскрыты лишь в котловине озера Зван в колонке длиной 424 см в интервале глубин 311–424 см. В нижней части они представлены горизонтально переслаивающимися мелкозернистыи песками и алевритами с мощностью прослоев до нескольких сантиметров. На них с эрозионным контактом, к которому приурочен более грубозернистый материал залегают ритмично-слоистые (мощность прослоев 1–2 мм) глинистые илы. Содержание органического углерода в этих осадках предельно мало и составляет лишь десятые доли процента. Результаты

спорово-пыльцевого и диатомового анализов говорят о крайне суровых холодных условиях в это время. Такие осадки могли формироваться в условиях приледникового бассейна у края активного ледника или в зоне полей мертвого льда. Единственная датировка, полученная из этих осадков (19 145±93; лаб. № COL2564.1.1; AMS), ниже поверхности размыва, отсылает нас ко времени до последнего ледникового максимума. Это обстоятельство требует дополнительных исследований, но вполне может объясняться переотложением более древнего органического материала. На полученных радарограммах фиксируются ярко-выраженные деформации этих отложений, связанные с просадочными процессами. Тоже самое обнаруживается и на радарограммах, полученных в котловине озера Пирос, хотя там осадки этого возраста не были вскрыты бурением.

Как на радарограммах, так и непосредственно в керне донных осадков отчетливо виден эрозионный характер контакта с вышележащими осадками. Выше залегают отложения, относящиеся к потеплению аллеред, что однозначно подтверждается результатами спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования (4 датировки в интервале 11–12 радиоуглеродных тыс. лет назад). В отличие от нижележащих слоев эти осадки не несут существенных следов деформации. Литологические особенности (илы с высоким содержанием аллохтонного органического детрита), результаты диатомового анализа и анализа непыльцевых палиноморф однозначно свидетельствуют о резком и значительном обмелении водоема. При этом, залегающие еще выше голоценовые органогенные илы накапливались очевидно при более высоком уровне водоема.

Все эти факты, на наш взгляд, могут объяснятся тем, что во время потепления аллеред произошло резкое таяние полей мертвого льда, что привело с одной стороны к исчезновению, подпруженных ими озер, а с другой стороны к высвобождению огромных масс холодной агрессивной воды, реактивации карстовых процессов и началу формирования карстовых котловин.

Кроме того, о нестабильных условиях и перерывах в осадконакоплении конца плейстоцена начала голоцена свидетельствуют резкие смены спорово-пыльцевых спектров, слишком малые мощности осадков для некоторых интервалов, и результаты датирования. Так в колонке полученной по озеру Зван вероятно не полностью представлены отложения аллереда, позднего дриаса и пребореального периода, а колонке длиной 494 см из озера Пирос частично отсутствуют осадки позднего дриаса, пребореального, бореального и, возможно, начала атлантического периода. Похожие выводы делались и ранее для других разрезов озерных и болотных отложений Валдайской возвышенности [Novenko et al., 2009, Davydova et al., 2001, Wohlfarth et al., 2007], что, вероятно свидетельствует не о локальном, но о региональном характере и климатической обусловленностью этих событий.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №15-05-02584.

Список литературы

1. *Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы O-35 – Псков, (N-35), O-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.

2. *Davydova N.N., Subetto D.A., Khomutova V.I., Sapelko T.V.* Paleolimnology of three lakes in NW Russia // Journal of Paleolimnology, 2001. Vol. 26. P. 37–51.

3. *Gorlach A., Hang T. & Kalm V.* GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus // Boreas, 2017. 10.1111/bor.12223. ISSN 0300-9483.

4. *Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne O.S., Mangerud J., Svendsen J.I.* The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas, 2016. Vol. 45, pp. 1–45, 10.1111/bor.12142. ISSN 0300-9483.

5. *Novenko E.Yu., Volkova E.M., Nosova N.B., Zuganova I.S.* Late Glacial and Holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia) // Quaternary International, 2009. 207. P. 93–103.

6. *Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Demidov I., Filimonova L., Tarasov P., Sapelko T.* Climatic and environmental changes in NW Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review // Quaternary Science Reviews, 2007. 26. P. 1871–1883.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ЮЖНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА И НА КАРЕЛЬСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ: ПОПЫТКА ОСМЫСЛЕНИЯ В СВЕТЕ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

NEOTECTONIC PROCESSES AT THE SOUTHERN SHORE OF THE GULF OF FINLAND AND ON KARELIAN ISTHMUS IN THE LIGHT OF GEOARCHAEOLOGICAL DATA

М.Е. Федорова[1], Д.В. Герасимов[2], М.А. Анисимов[1,3]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
mas2792@yandex.ru
[2] Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) РАН, Санкт-Петербург, Россия
dger@kunstkamera.ru
[3] ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, Россия
ama_geo@mail.ru

M.E. Fedorova[1], D.V. Gerasimov[2], M.A. Anisimov[1,3]

[1] Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[2] Peter the Great Museum of Anthropology and Ethnography, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia
[3] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

В понимании процессов развития природной среды Карельского перешейка в позднe- и послеледниковье важную роль играет вопрос о характере вертикальных движений земной поверхности. Одним из признаков, косвенно указывающих на проявления неотектонических движений, является закономерное изменение высотного положения археологических памятников прибрежной зоны, функционировавших синхронно.

В исследованиях древней истории региона этой проблеме отведено значительное место. В частности, хронология каменного века, начала которой положили труды Ю. Айлио, С. Пяльси и А. Европеуса, опиралась на данные о высотном положении стоянок древнего человека. В ряде работ археологические памятники использованы в качестве самостоятельного источника палеоинформации [Jussila, Kriiska, 2004; Герасимов, Субетто, 2009].

Целью представляемого исследования являлось моделирование вертикальных движений земной поверхности в восточной части Финского залива в голоцене на основе анализа расположения археологических памятников.

На протяжении значительной части каменного века рыболовство и охота на водных млекопитающих являлись неотъемлемой частью хозяйственной жизни первобытного населения региона. Это определило приуроченность поселений древнего человека к береговым линиям водоемов древности. Поэтому минимальные абсолютные отметки поверхности в пределах распространения археологического памятника можно условно принять за максимально возможный уровень воды на данном историческом этапе [Герасимов, 2015]. Таким образом, стабильно прослеживающиеся от района к району различия в современном положении стоянок древнего человека являются отражением поднятий и опусканий, которые испытывала территория в последующие этапы.

Материалами для исследования послужили систематизированные данные о четырех сотнях археологических памятников каменного века – эпохи раннего металла (библиогр. см: [Герасимов, 2015]). Направленность неотектонических движений оценивалась за тысячелетия, прошедшие со времени бытования археологических памятников периодов позднего мезолита, раннего и развитого неолита (табл. 1). Были использованы данные о стоянках побережий двух водоемов: Литоринового моря и древней Ладоги. Облако значений наименьших гипсометрических отметок в пределах памятников было аппроксимировано линейной функцией. Исходя из положения, что памятники первоначально располагались субгоризонтально, наклон полученной плоскости отражает тенденцию вертикальных движений земной поверхности.

Таблица 1

Характеристики перекоса земной поверхности относительно современности

	Литориновое море		Ладожское озеро	
	Направление градиента	Величина градиента	Направление градиента	Величина градиента
Поздний мезолит (с конца VIII тыс. до н.э.)	–	–	α = 306°	19,4 см/км
Ранний неолит (с рубежа VI–V тыс. до н.э.)	α = 321°	12,6 см/км	α = 314°	17,6 см/км
Развитый неолит (с рубежа. V–IV по конец IV тыс. до н.э.)	α = 321°	7,2 см/км	α = 300°	13,1 см/км

Первоначальный результат, полученный на основе использования памятников севера Карельского перешейка, приуроченных к побережью Литоринового моря, не согласовывался с представлениями о послеледниковых движениях земной коры в регионе. С целью скорректировать результат в выборку были добавлены данные о памятниках Нарвско-Лужского междуречья [Rosentau et al., 2013, Kriiska et al., 2016]. Кроме того, для рассматриваемой территории известно крайне мало памятников позднего мезолита. Это связано с тем, что культурные слои, содержащие потенциальные находки, перекрыты отложениями максимума литориновой стадии [Герасимов, 2015].

Итоговые величины градиентов, рассчитанные для одинаковых периодов, значительно различаются между собой. Были обнаружены отличия и при сопоставлении численных характеристик с аналогичными сведениями, приведенными в литературе [Герасимов, Субетто, 2009; Rosentau et al., 2013]. Вероятно, это вызвано тем, что в отсутствие данных с прилегающих районов, на первый план выходят местные различия, обусловленные локальными проявлениями вертикальных движений. В более крупных масштабах такие различия в высотном положении археологических памятников сглаживаются, и становятся заметны региональные тенденции.

Для исследования особенностей взаимного расположения памятников были введены две перпендикулярные координатные оси. Одна из них направлена по азимуту 315°, что соответствует современному градиенту поднятия в регионе.

Проследив изменения абсолютных отметок вдоль осей, удалось установить участок к северо-западу от г. Приозерска, где, вероятно, проявили себя дифференцированные движения. В полосе, вытянутой в северо-восточном направлении, где ожидалось увидеть расположенные примерно на одном уровне стоянки, наблюдается устойчивое понижение минимальных абсолютных отметок памятников в сторону Ладоги. Эта особенность хорошо согласуется современными данными, по которым в данном районе наблюдаются относительные опускания поверхности [Энман, 2006].

По итогам выполненной работы следует заключить, что археологические памятники возможно использовать как самостоятельный источник информации для оценки относительных величин вертикальных движений земной коры.

Список литературы

1. *Герасимов Д.В., Субетто Д.А.* История Ладожского озера в свете археологических данных // Известия Российского государственного педагогического университета им. Герцена, 2009. № 106. С. 37–49.

2. *Герасимов Д.В.* «Мал золотник, да дорог!»: об опорных комплексах каменного века – эпохи раннего металла юго-восточной части региона Финского залива // Древние культуры Восточной Европы: эталонные памятники и опорные комплексы в контексте современных археологических исследований. СПб.: МАЭ РАН, 2015. С. 192–206.

3. *Энман С.В.* Современные вертикальные движения земной поверхности на Карельском перешейке и близлежащих территориях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 23–32.

4. *Jussila T., Kriiska A.* Shore displacement chronology of the Estonian Stone Age // Estonian Journal of Archaeology, 2004. No. 8. P. 3–32.

5. *Kriiska A., Gerasimov D.V., Nordqvist K., Lisitsyn S. N., Sandell S., Kholkina M.A.* 2016. Stone Age Research in the Narva–Luga Klint Bay Area in 2005–2014. New sites, new methods. The Finnish Antiquarian Society, ISKOS 21, P. 101–115.

6. *Rosentau A., Muru M., Kriiska A., Subetto D., Vassiljev J., Hang T., Gerasimov D., Nordqvist K., Ludikova A., Lõugas L., Raig H., Kihno K., Aunap R.& Letyka N.* Stone Age Settlement and Holocene Shore Displacement in the Narva–Luga Klint Bay Area, Eastern Gulf of Finland. // Boreas 42(4), 2013. p. 912–931.

ИСТОРИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛОШАДЕЙ (EQUIDAE, PERISSODACTYLA) ЮГА СИБИРИ

THE HISTORY OF QUATERNARY HORSES (EQUIDAE, PERISSODACTYLA) OF SOUTH SIBERIA

И.В. Форонова

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия
irina_foronova@mail.ru

I.V. Foronova

V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Science,
Novosibirsk, Russia

Исследование ископаемых лошадей (род *Equus*) имеет длительную историю, тем не менее, многие вопросы их эволюции и систематики остаются спорными. Наибольшие трудности возникают при установлении филетических связей отдельных форм. Изучение обширных палеонтологических материалов из сибирских страторегионов – Кузнецкой котловины (юг Западной Сибири) и Северо-Минусинской котловины, Куртак (юг Центральной Сибири), где последовательность четвертичных отложений и фаун млекопитающих представлена наиболее полно, позволило автору установить основные этапы и проследить последовательное развитие этой сложной группы на юге Сибири на протяжении всего плейстоцена [Форонова, 1990, 2001; Foronova, 1998, 2006]. Особенностью методического подхода в изучении этих серийных материалов было графическое выражение (диаграммы соотношения Дж. Симпсона) морфометрических данных зубной системы и дистальных отделов конечностей, а также дальнейший анализ полученных кривых, наглядно отображающих сходство или различие в соотношении диагностически значимых морфофункциональных признаков у сравниваемых форм [Simpson, 1941; Eisenmann, 1979, 1980]. В результате, на юге Сибири впервые прослежена последовательная история развития эквид от раннего эоплейстоцена до голоцена. На каждом временном отрезке плейстоцена здесь выявлены и описаны представители (12 форм) различных подродов (*Plesippus, Equus* и *Hemionus*) обширного рода *Equus*.

Важнейшим результатом исследования явилось восстановление раннечетвертичной истории сибирских лошадей. Из отложений раннего эоплейстоцена Кузнецкой котловины описан новый вид чрезвычайно крупной архаичной лошади – *Equus* (*Plesippus*) *singularis* Foronova, морфологически близкой как к американской *E. simplicidens* Cope, так и к европейским *E. stenonis vireti* Prat и *E. suessenbornensis* Wüst. По эволюционному уровню она относится к группе *simplicidens – stenonis* и отвечает времени существования псекупского фаунистического комплекса европейской России и фаун позднего виллафранка Западной Европы [Форонова, 1990, 2001; Foronova, 1998]. В позднем эоплейстоцене, впервые для Северной Азии, здесь установлено появление наиболее древнего представителя кабаллоидной линии лошадей (подрод *Equus*). По строению зубов она сходна с поздневиллафранкской *E.* (*Equus*) *simionescui* Radulesco et Samson из Румынии, но отличается от нее круп-

ными размерами. От широкопалой кабаллоидной *E. mosbachensis* Reichenau (представленной здесь в отложениях раннего неоплейстоцена) эта новая форма значимо отличается строением зубов и метаподий. В связи с этим высказано предположение о независимом развитии этих двух «кабаллоидных» видов и родственных им форм [Форонова, 1990, 2001]. Кроме того, из субаэральных отложений конца эоплейстоцена – начала неоплейстоцена здесь описана также *E. sanmeniensis* T. de Charden et Piveteau, обнаруженная впервые в Китае. Отнесение этой азиатской формы к определенному подроду долгое время было спорным. Анализ признаков зубов и метаподиальных костей с применением описанного подхода, показали [Форонова, 1990, стр. 58–65], что *E. sanmeniensis* не может принадлежать подродам *Allohippus* (*Plesippus*) или *Equus,* а является одним из ранних представителей кулановой группы лошадей (подрод *Hemionus*), что было подтверждено в дальнейшем. Таким образом, эоплейстоцен (ранний плейстоцен западноевропейской шкалы) на юге Сибири характеризуется широким распространением и разнообразием эквид – здесь существовали древние представители всех известных подродов (*Plesippus, Equus, Hemionus*) обширного рода *Equus,* продолжавшие свое развитие в течение всего плейстоцена.

Не менее важным результатом стало установление потомков каждой из вышеперечисленных форм, существовавших на протяжении неоплейстоцена. Отнесение их к определенному подроду основывалось на выявлении сходства или различия морфофункциональных признаков их зубов и метаподиальных костей, графическом выражении этих данных, и сравнении с эталонными кривыми. В пределах каждого подрода установлены близкие по морфологии и пропорциям формы, прослеживающиеся на каждом отрезке неоплейстоцена. Сменяя друг друга во времени, они сохраняли основные морфологические черты и пропорции своих предков, и значительно изменялись (уменьшались) в размерах, что позволило рассматривать их в качестве эволюционных последовательностей форм (линий). Таким образом, установлено, что в плейстоцене на юге Сибири существовали представители нескольких линий лошадей, эволюция которых была связана, с определенными, меняющимися на протяжении плейстоцена, природными обстановками: стеноновой (*E. singularis, E.* cf. *suessenbornensis*); кабаллоидной – с двумя эволюционными последовательностями (1 – *E.* aff. *simionescui, E.* aff. *taubachensis, E. przewalskii*; и 2 – *E. mosbachensis, E.* ex gr. *mosbachensis-germanicus, E.* ex gr. *gallicus*), и кулановой (*E. sanmeniensis, Equus sp.* (= *E. nalaikhaensis*), *E. hemionus*) [Форонова, 1990, 2001; Foronova, 1998]. Этими данными подтверждается мнение В.И. Громовой [1949] о том, что основные различия в группе эквид устанавливаются на уровне подродов, тогда как виды в пределах каждого подрода отличаются преимущественно размерами. Прежде на территории Сибири описывались представители различных подродов и в общих чертах намечались некоторые линии лошадей [Громова, 1949; Вангенгейм, 1977; и др.]. Однако недостаточность материала и отсутствие более информативных способов анализа морфометрических данных затрудняли проведение сравнений и распознавание близкородственных форм.

Проведенное исследование существенно дополняет полученные ранее сведения о четвертичных лошадях Северной Евразии не только важнейшей информацией о раннеплейстоценовом этапе, а, кроме того, уточняет представителей линий и филетические связи внутри каждой из них. Таким образом, полученные результаты позволяют по-новому рассматривать некоторые вопросы систематики и эволюции лошадей и показывают также, что Северная Азия не только являлась территорией их миграций, но играла еще более значимую роль в становлении и развитии как отдельных видов, так и рода *Equus* в целом.

Список литературы

1. *Вангенгейм Э.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.

2. *Громова В.* История лошадей (род *Equus*) в Старом Свете. Том I, II. М.: Наука, 1949. Т. I. 373 с.; Т. 2. 162 с.

3. *Форонова И.В.* Ископаемые лошади Кузнецкой котловины. Новосибирск: Изд. – во ИГиГ СО АН СССР, 1990. 131 с.

4. *Форонова И.В.* Четвертичные млекопитающие юго-востока Западной Сибири (Кузнецкая котловина): филогения, биостратиграфия, палеоэкология. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Фил. «Гео», 2001. 243 с.

5. *Eisenmann V.* Les metapodes d'*Equus* sensu lato (Mammalia, Perissadactyla) // Geobios, 1979. V 12. № 6. P. 863–886.

6. *Eisenmann V.* Les Chevaux (*Equus* sensu lato) fossiles et actuels; Granes et Dents jugales superieures. Paris, 1980. 186 p.

7. *Foronova I.V.* Early Quaternary Mammals of Kuznetsk Basin (South-western Siberia)// Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 1998. 60. P. 353–374.

8. *Simpson G.G.* Large Pleistocene felines of North America. American Museum Novitates, 1136. New York, 1941. P. 1–27.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ПРЕСНОВОДНАЯ ФАУНА ЮГА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

EARLY PLEISTOCENE FRESHWATER FAUNA FROM SOUTH OF EAST EUROPE

П.Д. Фролов[1,2], С.В. Куршаков[3]

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия.
[2] СПбГУ, Лаборатория макроэволюции и биогеографии беспозвоночных, Санкт-Петербург, Россия
[3] Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия
pavlentiy987@mail.ru, kurshackov@yandex.ru

P.D. Frolov[1,2], S.V. Kurshakov[3]

[1] Geological Institute RAS, Moscow, Russia.
[2] SPSU, Laboratory of Macroecology and Biogeography of Invertebrates, Saint-Petersburg, Russia
[3] Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

На юге Европейской России пресноводная фауна эоплейстоценового возраста (1,8–0,78 млн лет) изучена из 8 разрезов (Искра, Малый Кут (Таманский полуостров), Несмеяновка, Саркел, Семибалки 1, Маргаритово 1, 2, Порт Катон 3 (Приазовье, бассейн р. Дон)).

Ранний эоплейстоцен (поздний левантин). К этому времени относятся местонахождения Малый Кут, Искра и Несмеяновка.

Из местонахождения Малый Кут определены моллюски: *Viviparus* sp., *Valvata* sp. *Clessiniola* sp., *Pseudosturia caudata*, *Pseudosturia brusinaiformis, Pseudosturia* sp., *Potomida sublitoralis, Crassunio crassoides, Unio tumidus, Unio emigrans, Unio chozaricus, Unio kalmycorum*, *Dreissena polymorpha, Pisidium* sp. Cardiidae indet.

В местонахождение Искра определены моллюски: *Viviparus* sp., оперкулумы *Bithynia* sp. *Unio* cf. *kalmycorum*, *Pseudosturia* sp., *Crassunio crassoides*, *Bogatschevia* sp., Unionidae indet., *Dreissena eichwaldi*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dreissena polymorpha*, *Pisidium amnicum*. Остатки мелких млекопитающих позволяют коррелировать фауну Искры с первой половиной эоплейстоцена и региозоной по мелким млекопитающим MQR9.

Из местонахождения Несмеяновка имеются остатки рыб: *Abramis brama*, *Abramis* cf. *ballerus*, *Rutilus* cf. *rutilus*, cf. *Rutilus* sp., *Scardinius erythrophthalmus*, *Tinca tinca*, *Silurus glanis*, *Esox lucius*, *Sander lucioperca*. Из моллюсков по литературным данным отсюда известны *Bogatschevia scutum*, *Pseudosturia caudata*, *P. brusinaiformis, Potamoscapha tanaica, Unio* spp. и др. [Стратиграфия СССР, 1982]. Фауны мелких млекопитающих из разреза Несмеяновка относится к верхам зоны MQR9 и близка фауне Искры.

Пресноводная фауна раннего эоплейстоцена отражает климатические изменения от субтропического к более умеренному (средиземноморскому) климату и характеризуется постепенным выпадением субтропических элементов и увеличением роли бореальных. Появление нового рода унионид *Pseudosturia* указывает на более холодные климатические условия, чем во время существования комплексов среднего левантина. Климат все еще был достаточно теплым и, по-видимому, близким к субтропическому. Максимально развитие рода отмечено в фауне Малого Кута. Наиболее близкие родственные формы – представители рода *Eolymnium* обитают сейчас в субтропической зоне Ближнего Востока [Чепалыга, 1965].

Поздний эоплейстоцен в наших сборах происходит из местонахождений Саркел, Семибалки 1, Порт-Катон 3 и Маргаритово 1, 2 в Северо-Восточном Приазовье.

В местонахождении Саркел определены рыбы *Tinca tinca*, *Rutilus* cf. *rutilus*, *Esox lucius*. Из моллюсков bpdtcnys только оперкулумы Bithyniidae.

Из местонахождения Семибалки 1 получены раковины моллюсков: *Viviparus* sp., *Lithoglyphus pyramidatus*, *Fagotia esperi*. *Cardiidae* indet., *Unio* sp., *Dreissena polymorpha* и др.

Из разреза Порт-Катон 3 определены моллюски: *Viviparus* sp., *Lithoglyphus* cf. *naticoides*, *Bithynia tentaculata*, *Bithynia* sp. (operculum), *Parafossarulus* sp. (operculum), *Valvata piscinalis*, *Lymnaea* spp., Planorbidae ssp. *Unio* sp., *Pisidium sulcatum*, *Pisidium* sp.

Из нижней части разреза Маргаритово 1 происходят моллюски: *Planorbis planorbis*, *Planorbarius corneus*, *Lymnaea (Corvusiana) corvus*. Из рыб отсюда известны *Esox lucius*, *Tinca tinca*, *Scardinius erytrophthalmus*, Cyprinidae gen., *Sander lucioperca*. Из вышележащего слоя в литературе описана большая коллекция моллюсков: *Viviparus pseudoturritus, V. elatior-pseudoturritus, Lithoglyphus neumajri, Unio maslakovetzianus* и др. Комплекс характеризуются большим количеством вымерших видов, которые получили свое развитие в плиоцене, но тесно связаны с современной фауной. *Viviparus pseudoturritus* и *V. elatior-pseudoturritus*, вероятно, близки к современным итальянским видам [Разрез новейших отложений…, 1976].

Во всех этих местонахождениях обнаружены крупные млекопитающие, относящиеся к таманскому фаунистическому комплексу, а ассоциация мелких млекопитающих соответствует зоне MQR8 [Tesakov et al., 2007].

Малакофауны начала позднего эоплейстоцена характеризуются бореальными лимнофильными и стагнофильными формами, относящимися к современным видам, которые и сейчас обитают на этой территории (кроме вымерших *Parafossarulus* и *Pisidium sulcatum*). В фауне рыб из этих местонахождений определены *Acipenser* sp., *Carassius carassius*, *Abramis* sp., *A.* cf. *ballerus*, *A. bjoerkna*, *Aspius aspius*, *Rutilus* cf. *rutilus*, *Scardinius erythrophthalmus*, *Tinca tinca*, *Silurus glanis*, *Esox lucius*, *Sander lucioperca*, *Sander* sp., *Perca* sp. Комплекс моллюсков и рыб свидетельствует о полноводном водоеме озерного типа с зарослями околоводной растительности. Здесь встречены представители южнобореальных родов *Fagotia* и *Lithoglyphus,* относящиеся к термофилам для Приазовья. Этот комплекс относится к бореальной группировке, обитающей в настоящее время в умеренно теплом климате.

Фауна конца позднего эоплейстоцена изучена из разреза Маргаритово 2. Стадия эволюции полевки *Stenocranius,* соответствует первой половине зоны MQR7. По палеомагнитным данным эти отложения имеют обратную намагниченность и соответствуют интервалу между субхроном Харамилло и инверсией Брюнес-Матуяма. Из моллюсков определены: *Bithynia leachi*, *Bithynia* sp. (operculum), *Parafossarulus* sp. (operculum), *Valvata pulchella*, *V. piscinalis*, *Borysthenia naticina*, *Lymnaea* sp., Planorbidae spp., Succineidae indet, *Limax* sp., Euglesidae spp., Pisidiidae spp., *Dreissena* sp. Ихтиокомплекс представлен *Abramis* sp., cf. *Rutilus* sp., *Scardinius erythrophthalmus*, *Silurus glanis*, *Esox lucius*. Большая часть этой фауны – современные бореальные виды, обитающие в водоемах со слабым течением. Многие из найденных моллюсков предпочитают селиться на песчано-илистых грунтах. Ихтиокомплекс также указывает на слабопроточный открытый водоем. Вид *Borysthenia naticina* для Приазовья можно отнести к термофильным. Климат становится холоднее, здесь уже нет представителей южнобореальных родов. Ассоциация рыб также характерна для водоемов бореальной зоны.

Пресноводная фауна эоплейстоцена отражает постепенное похолодание климата и перестройку фаун субтропического типа через южнобореальные к современным бореальным.

Работа поддержана грантом президента № МД 2394.2017.4 и проектом РФФИ № 15-04-02079.

Список литературы

1. Разрез новейших отложений северо-востока Приазовья // Под ред. К.К. Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1976. 158 с.

2. Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 1). М.: Недра, 1982. 443 с.

3. *Чепалыга А.Л.* Комплексы антропогеновых пресноводных моллюсков юга Русской равнины и их стратиграфическое значение // Корреляция антропогеновых отложений северной Евразии. М.: Наука, 1965. С. 56–67.

4. *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 // Quarternary International. 2007. N. 160. P. 57–69.

5. *Tesakov A.S., Titov V.V., Leonova N.B., Velichko A.A., Simakova A.N., Zastrozhnov A.S., Frolov P.D.* Quaternary Stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connections between Europe, Africa, and Asia // 2010 annual meeting INQUA-SEQS (Rostov-on-Don, Russia, June 21-26, 2010). Programme and guidebook of excursions. Rostov-on-Don, 2010. 48 p.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСТРАКОДЫ ОЗЕРА САРГУЛЬ (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ)

HOLOCENE OSTRACODS FROM LAKE SARGUL (NOVOSIBIRSK REGION)

Л.Б. Хазин[1,3], С.К. Кривоногов[2,3], В.А. Гусев[3]

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
[3] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
HazinLB@ipgg.sbras.ru

L.B. Khazin[1,3], S.K. Krivonogov[2,3], V.A. Gusev[3]

[1] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[3] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Донные отложения озера Саргуль были пробурены в 2016 году в рамках проекта по изучению палеоозер, располагающихся в бассейнах рек Чулым и Каргат, являющихся основными поставщиками речного водного притока озера Чаны. Разрез скважины мощностью 300 см представлен песками различных окрасов, преимущественно среднезернистыми, иногда ожелезненными.

По результатам выполненного седиментологического анализа установлено, что озеро Саргуль всю свою историю оставалось обширным водоемом, за исключением интервалов 55–75 см и верхних 20 см, где по литологическим разностям диагностируется мелкое заросшее озеро.

В результате изучения образцов из скважины Чулым 07-04 был получена довольно разнообразная в таксономическом плане ассоциация, состоящая из 19 видов.

В самом нижнем интервале (265–255) велико количество створок криофильного вида *Cytherissa lacustris*, совместно с *Ilyocypris bradyi*, *Fossilyocypris bella*, *Scordiscia grinfeldi*, *Cyprideis torosa*. Можно предположить, что здесь существовал озерный водоем с холодной водой, неглубокий (или его прибрежная часть). Виды родов *Scordiscia* и *Ilyocypris*, более-менее равномерно распространенные по всей толще осадка, предпочитают селиться в подвижных водах, равно как и отмечающий в верхней трети вид *Darwinula stevensoni*. Выше уровня 255 см *Cytherissa lacustris* встречается еще на отметках 230–235, 150–135 см, где представлена единичными (буквально) створками.

Доминирующий вид ассоциации *Cyprideis torosa* обнаружен абсолютно во всех изученных образцах, причем количество сворок в образце колеблется от первых штук и нескольких десятков (интервалы 265–260, 215–200, 100–105, 75–80, 65–50) до тысяч (максимальное количество 10368 в интервале 70–75 см). Створки раковин в нижней части разреза (265–230) гладкие, выше появляются формы с буграми, причем их количество и сложность возрастает вверх по разрезу. Большинство исследователей связывают появление бугров на створках *Cyprideis torosa* с понижением солености, отмечая пограничное значение для их появления 6‰ (по другим данным 8‰). Популяция *Cyprideis torosa* практически во всех образцах представлена полно – присутствуют раковины самцов, самок, личиночных стадий. Согласно исследованиям [Heip, 1976; De Deckker, 2017] развитие створок *Cyprideis torosa* от личиночных стадий до половозрелых особей полностью контролируется температурой, при снижении – темпы линьки замедляются вплоть до полной остановки развития. Таким образом, соотношение в образцах взрослых и личиночных стадий свидетельствует об относительных колебаниях температур.

Другими исследователями [Pint, Frenzel, 2017] была построена диаграмма зависимости таксономической и количественной структуры ассоциаций остракод с *Cyprideis torosa* в составе от условий водоема. Согласно их классификации, комплекс, содержащий более 90% створок *Cyprideis torosa* от общего количества, образуется или в гипергалинных условиях или в условиях дефицита кислорода. Однако, в нашем случае ассоциация не удовлетворяет ни первому ни второму условию (см. выше), так как сложно представить, чтоб в подвижных условиях существовал дефицит кислорода.

Вид *Limnocythere inopinata* также встречен в двух морфотипах – с гладкими и бугристыми (125–150 см) створками. По данным Шорникова [Шорников, 2007] бугристые формы *Limnocythere inopinata* свидетельствуют об «абсолютно» пресной воде. Таким образом, можно считать, что наибольшая соленость в водоеме – как минимум 6‰ (8‰) была в нижней его части (265–230 см), где встречены «нормальные» (гладкие) формы *Cyprideis torosa* и *Limnocythere inopinata*. Далее соленость понизилась и более не превышала вышеуказанный порог, а в интервале 150–125 см вода была самой пресной.

Говорить об изменениях температуры в водоеме можно лишь на основании вышеупомянутого соотношения взрослых и личиночных стадий вида *Cyprideis torosa*, согласно которому можно отметить, что самые теплые этапы были в интервалах 260–235 см и 200–160 см, после чего, температура воды стала стабильно прохладной.

Ассоциация остракод, полученная из керна скважины Чулым 07-04 схожа с остракодами из керна голоценовых озерных отложений озера Süßer See в Центральной Германии [Pint, Frenzel, 2017]. Там ассоциация включает в себя виды *Cyprideis torosa*, *Sarcypridopsis aculeata*, *Darwinula stevensoni*, *Limnocythere inopinata*, *Candona neglecta*, *Ilyocypris bradyi* некоторые другие и 2 вида фораминифер. Режим солености озера, восстановленный по этой ассоциации, признан как олигогалинный до бета-мезогалинного (до 8‰).

Виды рода *Scordiscia*, довольно широко были распространены на территории Западной Сибири, Башкирии, Казахстана в четвертичное время, сейчас род считается вымершим. Известна лишь одна раковина самки вида *Scordiscia vara*, обнаруженная на дне Аральского моря на глубине 27 м при солености 10‰ [Шорников, 1973, 2008]. Виды *Scordiscia vara*, *Sc. grinfeldi* и *Fossilyocypris bella* (тоже вымерший вид) являются обычными элементами ассоциаций остракод Тургайского прогиба, основу которых также составляет вид *Cyprideis torosa* [Гуськов и др., 2008].

В трех непродолжительных интервалах керна отмечена моновидовая (?) ассоциация фораминифер. Эпизодичность нахождения фораминифер в разрезе, вероятно, может быть объяснена двумя причинами – либо мы их просто не везде находим, так как количество раковин крайне мало – лишь в нижнем интервале распространения фораминифер их количество достигает более десятка, в остальных двух – единицы, либо фораминиферы попадали в водоем несколько раз после чего гибли. Для выполнения второго сценария где-то неподалеку от оз. Саргуль должен быть водоем, в котором фораминиферы жили весь интервал времени, и при высоком уровне обводненности могли с током воды мигрировать в Саргуль. При этом никаких особенностей в структуре ассоциаций остракод в «фораминиферовые» интервалы не установлено.

Список литературы

1. *Гуськов С.А., Каныгин А.В., Кузьмин Я.В., Бурр Дж.С., Джалл Э.Дж.Т., Хазин Л.Б.* Проникновение вод Аральского моря на юг Западной Сибири в голоцене: палеонтологические свидетельства, хронология // Доклады РАН, 2008. Т. 418. № 2. С. 217–220.

2. *Шорников Е.И.* Два новых вида и новый подрод остракод рода Limnocythere // Зоол. журн., 1973. Т. 52. Вып. 8. С. 1246–1250.

3. *Шорников Е.И.* Современные и ископаемые (четвертичные) остракоды бассейнов высокогорных озер Тянь-Шаня Сонкуль и Чатыркуль // Климат, ледники и озера Тянь-Шаня: путешествие в прошлое. Бишкек: Илим, 2007. С. 110–140.

4. *Шорников Е.И.* Реликтовые остракоды в фауне оз. Кушмурун (Казахстан) // Новости палеонтологии и стратиграфии, 2008. Т. 49. Вып. 10-11. С. 484–488.

5. *De Deckker P., Lord A. Cyprideis torosa*: a model organism for the Ostracoda? // Journal of Micropalaeontology, 2017. Vol. 36. № 1. P. 3–6.

6. *Heip C.* The Life-Cycle of Cyprideis torosa (Crustacea, Ostracoda) // Oecologia, 1976. Vol. 24. P. 229–245.

7. *Pint A., Frenzel P.* Ostracod fauna associated with *Cyprideis torosa* – an overview // Journal of Micropalaeontology, 2017. Vol. 36. № 1. P. 113–119.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ В КАРЬЕРЕ БЛИЗ С. КАМЕНКА (ТЮМЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

PALEOBOTANIC SUBSTANTIATION OF THE QUATERNARY AGE OF DEPOSITS EXPOSED IN THE OPEN-CUT NEAR KAMENKA VILLAGE (TYUMEN OBLAST, WESTERN SIBERIA)

И.В. Хазина[1], О.Б. Кузьмина[1], М.В. Михаревич[2], П.В. Смирнов[3,4], А.О. Константинов[3]

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия
KhazinaIV@ipgg.sbras; KuzminaOB@ipgg.sbras.ru
[2] Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия, miharevich@yandex.ru
[3] Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия
[4] Технический Университет Клаусталь, Клаусталь-Целлерфельд, Германия
geolog.08@mail.ru

I.V. Khazina[1], O.B. Kuzmina[1], M.V. Miharevich[2], P.V. Smirnov[3, 4], O.A. Konstantinov[3]

[1] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Recourses, Novosibirsk, Russia
[3] Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia
[4] Technische Universität Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Germany

В рамках работ по ревизии объектов минерально-сырьевой базы на общераспространенные полезные ископаемые в сентябре 2016 года было проведено обследование обнажения заброшенного карьера в окрестностях с. Каменка Тюменского района (рис. 1). Вскрытая здесь толща представляет собой чередование серых мелкозернистых песков и сцементированных прослоев бурых глин и суглинков (рис. 1). Для песков характерно повсеместное неравномерное ожелезнение в виде широких и узких полос, гнезд, пятен и точек и разнообразная, неоднородная по разрезу и изменчивая слоистость. В верхней части разреза преобладают светлые пески со слабонаклонной или горизонтальной тонкой симметричной слоистостью, чередующиеся с плотными сцементированными прослоями суглинков и глин. Пески средней части разреза темнее вышележащих, сильно ожелезнены и не обладают сколько-либо выраженной слоистостью. В нижней части разреза представлены более крупнозернистые выбеленные пески с характерной косой слоистостью, по всей видимости, руслового генезиса, разделенные несколькими плотными, сцементированными прослоями тяжелых суглинков.

Литологическая характеристика свидетельствует в пользу формирования данных отложений в активных гидродинамических условиях. Толща с размывом залегает на куртамышской и туртасской свитах олигоцена [Эколого-геологическое картографирование…, 2001].

Район исследования расположен в подтаежной зоне Западной Сибири на границе тайги и лесостепи. На плакорах и террасах природные ландшафты представлены сосновыми и сосново-березовыми лесами в сочетании с разнотравно-злаковыми луговыми степями.

На палинологический анализ из обнажения отобрано 29 проб, получены предварительные палинологические данные. В нижней части разреза (инт. 8–10 м) в составе спор и пыльцы доминирует пыльца голосеменных (68,3%), среди которой преобладает пыльца *Pinus sylvestris* L. (30,4%) и *Pinus* spp. (25,7%), менее распространена пыльца *Pinus* s/g *Haploxylon* (8,4%), еще реже – *Picea* sp. (2,5%). На долю покрытосеменных приходится 20,7%, в их составе преобладает пыльца *Betula* sect. *Albae* (9,3%), субдоминант – пыльца *Alnus* sp. (5%), единичен *Salix* sp. Пыльцы травянисто-кутарничковых и водно-болотных мало – присутствуют единичные пыльцевые зерна *Artemisia* sp., *Trapa* sp., *Sparganium* sp. На долю спор приходится 10,9%, в этой группе доминируют споры Polypodiaceae. Небольшую часть (14,4%) спектра составляют непыльцевые палиноморфы – споры грибов (в основном *Glomus* sp.), яйца беспозвоночных животных. Таксономический

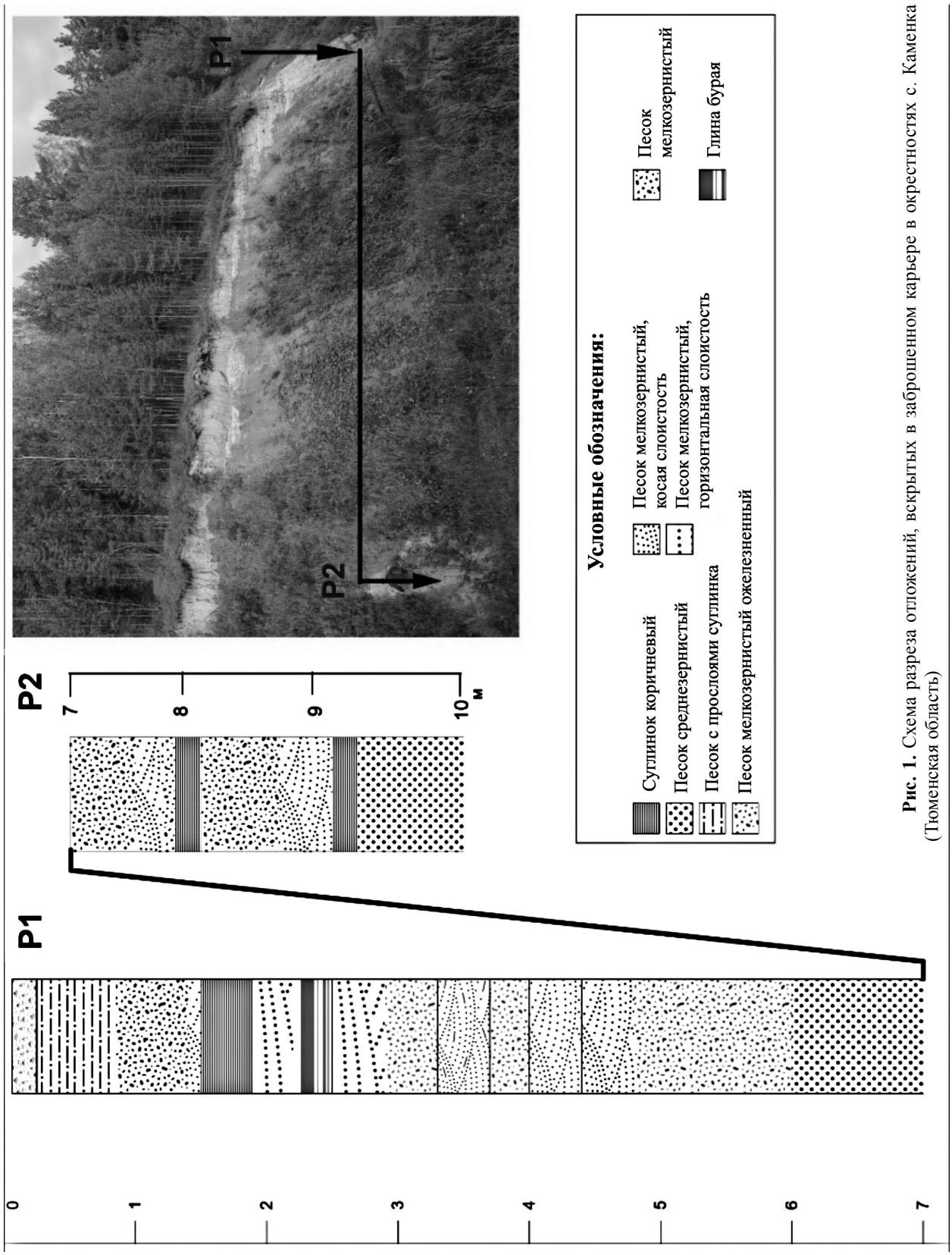


Рис. 1. Схема разреза отложений, вскрытых в заброшенном карьере в окрестностях с. Каменка (Тюменская область)

состав выявленного палиноспектра указывает на четвертичный возраст вмещающих отложений, во время формирования которых были развиты смешанные леса с преобладанием сосны обыкновенной, с небольшим участием темнохвойных пород, березы, ольхи.

Из песчано-глинистых отожений (инт. 8,3–9,5 м) были отобран образец на палеокарпологический анализ, содержащий бедный в видовом составе ископаемый семенной комплекс. Последний представлен высокоствольной березой (*Betula pubescens* Ehr), хвоинками лиственницы (*Larix sibirica* Ledeb.) и плодом сем. Apiaceae. Довольно нехарактерным для палеокарпологического комплекса, полученного из озерно-аллювиальных отложений, является отсутствие остатков водно-болотных растений. Показательным является присутствие хвоинок лиственницы, пыльцевые зерна, которой, как правило, редко обнаруживаются в палиноспектрах. В составе современных лесов в районе исследования лиственница сибирская встречается исключительно редко, на положении реликта. Предполагаются среднетаежные ландшафты, развивающиеся в несколько более холодных условиях относительно современного климата. Степень гумификации растительных остатков дает возможность предположить, что время формирования комплекса ограничить интервалом раннего-среднего неоплейстоцена. В соответствие с современными представлениями о возрасте и строении поверхностей выравнивания Тюменского Зауралья, рассматриваемая толща может относиться к сузгунской толще (laIIsz), являющейся рельефообразующей для яруса рельефа с абсолютными отметками 85–110 м.

Список литературы

1. Эколого-геологическое картографирование масштаба 1:200 000 территории листов О-41-XXIV, XXX (Отчет Восточной съемочной эколого-геологической партии за 1993–2001 гг.) / отв. исп. Л.И. Ануфриева. Тюмень: ЗАО ТКГРЭ, 2001. Текст 1 книга, 9 кн. Текст. Прил. Графические приложения в двух папках.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МАНЫЧСКОГО ПРОЛИВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

PALEOGEOGRAPHY OF THE MANYCH PASSAGE DURING LATE PLEISTOCENE

Д.С. Хомченко[1], Т.А. Янина[2], О.К. Борисова[3], Р.Н. Курбанов[4], В.Р. Беляев[5], Е.В. Гаранкина[6], А.А. Бердникова[7], Н.Г. Константинова[8], А.И. Рудинская[9]

[1,2,4,5,6,7,8,9] Географический факультет МГУ, Москва, Россия
geography@inbox.ru
[3,4] Институт географии РАН, Москва, Россия
paleo_igras@mail.ru

D.S. Homchenko[1], T.A. Yanina[2], O.K. Borisova[3], R.N. Kurbanov[4], V.R. Belyaev[5], E.V. Garankina[6], A.A. Berdnikova[7], N.G. Konstantinova[8], A.I. Rudinskaya[9]

[1,2,4,5,6,7,8,9] Geographical faculty, MSU, Moscow, Russia
[3,4] Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

В 2016 г. в ходе совместной экспедиции Института географии РАН и Географического факультета МГУ в центральной части Манычской депрессии выполнено ударно-канатным способом бурение двух скважин: «Mn-1» глубиной 42,0 м в 5 км к ССЗ от пос. Маныч и «Pr-1» глубиной 40,2 м в 7 км к ЮЗ от пос. Пролетарский. Из керна отобраны образцы на комплексный палеогеографический анализ. Геодезически точная фиксация скважин выполнена с использованием дифференциальной системы приемников спутникового позиционирования Leica System 1200. В работе представлены полученные к настоящему времени результаты.

В забое обеих скважин вскрыты суглинки тяжелые, неоднородные, выше переходящие в переслаивание суглинка и супеси. В скв. Mn-1 горизонт

вскрыт на отметках 42,0–36,8 м, в скв. Pr-1 на отметках 40,2–36,5 м. Выше залегают глины и глинистые алевриты мощностью до 4 м, включающие многочисленные раковины черноморских моллюсков *Cardium edule, Paphia senescens, Ostrea edulis, Chione gallina, Loripes lacteus*. Видовой состав малакофауны указывает на ее принадлежность карангатскому (морская изотопная стадия МИС 5) трансгрессивному бассейну Понта, что свидетельствует о существовании в центральной части депрессии залива карангатского моря с соленостью (на это указывают эвригалинные и умеренно стеногалинные виды в составе фауны), близкой солености современного Черного моря. Предварительный палинологический анализ выявил преимущественную встречаемость пыльцы трав: *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Artemisia*, *Ephedra*, злаков, из древесных *Betula* и единичные зерна *Carpinus*.

Выше по разрезу карангатские осадки сменяются загипсованными глинами и алевритами мощностью около 1 м, включающими раковины пресноводных моллюсков (*Viviparus*), элементы карангатской (*Cardium edule*) и каспийской гирканской (*Didacna cristata*) фаун. Состав фауны отражает смешение карангатских и гирканских вод, очевидно, впадение гирканского пролива-реки Каспия в карангатский залив Понта. Такая палеогеографическая ситуация должна была иметь место на этапе регрессирования карангатского бассейна, отступления его вод из Манычской депрессии и одновременного ее заполнения водами гирканской трансгрессии Каспия. В составе пыльцы много маревых, встречается *Ephedra,* единичные пыльцевые зерна *Tilia, Alnus, Pinus*.

Залегающие выше глинистые осадки содержат раковины каспийских моллюсков *Didacna hyrcana, D. cristata*, *D. subcatillus, Monodacna caspia, Dreissena polymorpha* представляющих фауну гирканской трансгрессии Каспийского моря, глубоко внедрившейся в Манычскую депрессию и образовавшую пролив [Попов, 1983]. Соленость его вод в исследованном районе составляла 8–10‰. Палеогеографическая ситуация отражает окончательное стягивание карангатских вод из Манычской депрессии в черноморскую котловину при снижении уровня и начала пост-карангатской регрессии. В составе пыльцы *Pinus, Picea, Betula, Alnus, Corylus, Carpinus*, травы (среди них – *Euphorbia, Centaurea, Valeriana*), споры *Polypodiaceae*. В лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле СПбГУ (авторы искренне признательны Х.А. Арсланову) по раковинам моллюсков получены две радиоуглеродные даты: 21 050±650, калиброванный возраст 25 300±730 лет (ЛУ-8552) для скважины Pr-1 и 25 970±590, калиброванный возраст 30 100±580 (ЛУ-8553) для Mn-1. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы «OxCal 4.2» (калибровочная кривая «IntCal 13»). Christopher Bronk Ramsey (https://c14.arch.ox.ac.uk).

Вышележащий горизонт мощностью около 13 м характеризуется алеврито-глинистым составом, местами с неясной горизонтальной слоистостью. В нижней части разреза встречаются моллюски, характерные для проточных водоемов: *Dreissena polymorpha, Valvata piscinalis, Viviparus duboisianus, Lithoglyphus*, *Sphaerium*, *Pisidium*, а выше – раковины озерных моллюсков *Planorbis planorbis, Anisus spirorbis, Galba palustris.* В верхней части толщи отмечаются *Planorbis.* Это буртасские озерные отложения. Следовательно, морская эпоха развития центральной части Маныча сменилась озерной фазой (Буртасское озеро). Вначале озеро было проточным, судя по обилию в основании его осадков моллюсков, предпочитающих условия спокойного течения. В нижней части озерной толщи встречена в основном пыльца *Chenopodiaceae*, реже *Cichoriaceae, Asteraceae, Artemisia.* Образование озера могло быть обусловлено, по предположению Г.И. Попова [1983], опусканием Маныч-Гудиловского прогиба (между поднятиями Сальским и Зунда-Толга). Вопрос требует дальнейшего исследования.

Горизонт, залегающий с размывом на буртасских осадках, характеризуется переслаиванием алевропесков, алевритов и глин, включающих мелкие раковины *Didacna ebersini* и *Dreissena polymorpha*. В скважине Mn-1 отложения четко выражены, находятся на глубине 18,5–15,6 м. В скважине Pr-1 аналогичная толща включает лишь единичный детрит неопределимых раковин, ее можно выделить условно. Состав раковин свидетельствует о раннехвалынском возрасте отложений. Можно предположить, что осадки отражают первый этап сброса хвалынских вод в черноморскую котловину. Глины перекрывают тяжелые суглинки, в которых линзами встречается алеврит. Эти отложения образовались в озерно-континентальных условиях послераннехвалынской эпохи. В составе пыльцы редкие *Chenopodiaceae, Asteraceae*, *Artemisia.*

Континентальный этап развития района исследований во второй половине позднего плейстоцена привел к эрозионному расчленению буртасских отложений и первоначальному этапу образования характерных форм рельефа – протяженных гряд. Окончательное формирование грядово-ложбинного рельефа произошло в эпоху второго этапа сброса хвалынских вод по Манычу. Об этом этапе свидетельствуют вложенные в размытые буртасские отложения хвалынские осадки, формирующие террасу на отметках около 22 м. Хвалынские отложения повсеместно выходят на дневную поверхность

и доступны для сборов малакофауны [Свиточ и др., 2010; Янина, 2012]. Их строение, положение в сводном разрезе позднего плейстоцена Маныча и радиоуглеродные датировки свидетельствуют о том, что в самом конце позднего плейстоцена по Манычу осуществлялся перелив каспийских вод в новоэвксинский бассейн Черного моря. Ископаемые сообщества моллюсков из хвалынских отложений Маныча указывают на однонаправленную миграцию малакофауны из Каспия. С закрытием хвалынского пролива наступил континентальный этап развития Манычской депрессии, характеризующийся формированием толщи субаэральных отложений (преимущественно осаждение озерного материала и лессовидных суглинков), продолжающийся в настоящее время.

Полученные предварительные данные отражают сложную историю развития Маныской депрессии в позднем плейстоцене. Исследования продолжаются.

Первый этап работы был выполнен при финансовой поддержке РНФ (проект 14-17-00705). В настоящее время исследования ведутся в рамках тем АААА-А16-116032810080-2 и АААА-А16-116032810089-5 географического факультета МГУ.

Список литературы

1. *Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

2. *Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г.* и др. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). М.: Географический факультет МГУ, 2010. 136 с.

3. *Янина Т.А.* Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. 264 с.

ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ

FORAMINIFERS FROM EOPLEISTOCENE DEPOSITS IN KAMCHATKA

И.М. Хорева

ГИН РАН, Москва, Россия

I.M. Khoreva

GIN RAN, Moscow, Russia

На побережье Камчатки в эоплейстоценовых осадках обнаружена достаточно богатая ассоциация фораминифер: Renoelphidium hughesi, Sigmomorphina lautenschlegerae, Glandulina nipponica, G.laevigata, Buccella frigida B. inusitata, B. citronea, B. conica, Cribroelphidium goesi, Elphidiella oregonensis, Globigerina pachyderma, G. bulloides, G. quingueloba, Gaudrina pliocenica, Lagena laevis, Nonionellina labradorica, Dolvina decassata, Unigerina islandica, I. laticamerata, Cfssidulina californica и др. [Хорева И.М., 1988].

Из разреза, как правило, отбирались одновременно фораминиферы и моллюски. Фораминиферы главным образом бентосные. Раковинки хорошей сохранности.

Фораминиферы свидетельствуют о нормальном морском бассейне, близком по гидробиологическим условиям к современному Берингову морю. Батиметрических отложений восстанавливается, конечно, достаточно приблизительно. Бассейн был относительно глубоководным, особенно по сравнению с плейстоценовыми. Его глубина могла достигать 200 м.

В новомутновских отложениях (нижнеольховская подсвита, по О.М. Петрову [1982]) найдено много моллюсков. «В раннеольховском комплексе моллюсков … описано 90 видов и подвидов, из которых 18 являются вымершими формами (20%). Только 3 вида из них ранее описаны в неогеновых отложениях севера Тихого океана. Остальные 11

видов и 4 подвида являются новыми формами, т.е. «эндемиками» Ольховского бассейна. Quasisipho torquatus, Criptonatica mammilata, Astarte (Tridonta) olchovica, A. (Elliptica) kamtchatica (Portlandella) olchovica, Ciliatocardium olchovensis, Calyptogena lachtakiensis, Volutopsius plansis, Neptunea humilis, Ancistrolepis bicostatus, Oenopota olchovensis, Nuculana mimnismagna, Yoldia (Cnesterium) toporoki olchovaca, Mytilus edulis declivis. Mya truncasis olchovica [Петров, 1982, с. 11]. Основу комплекса составляют бореально-арктические (52%) и бореальные виды (22%). Характерно наличие арктических видов (8%), которые представлены преимущественно астартами.

В Ольховских отложениях (верхнеольховская подсвита, по О.М. Петрову [1982]) уже меньше вымерших видов (до 10%). Широко представлены виды, распространенные в плейстоценовых осадках, например Epistominella pacifica, встречающийся единичными экземплярами в верхах новомутновских отложений и достигающий максимального количества в Ольховских отложениях. Количество букцелл и исландиеллид уменьшается, а планктон более разнообразен. Необходимо отметить, что Globigerina pachyderma представлена в основном левозавернутой формой. Так как в ассоциации преобладают ныне живущие виды, то можно с достаточной степенью достоверности говорить о ее зоогеографической природе и сравнивать ее с характеристикой фораминифер из плейстоценовых и современных отложений. Это позволяет судить о том, что в ольховское время бассейн был современного типа и более глубокий, чем моря последующих отрезков времени.

Позднеольховский комплекс моллюсков, выявленный в разрезе р. Ольховая-I, содержит 24 вида, из которых 3 вымерших (12,5%). Позднеольховский комплекс по биогеографическому составу близок к раннеольховскому, но отличается отсутствием арктических видов. Правда, О.М. Петров отмечает, что небольшое количество видов верхней подсвиты связано с малочисленностью сборов (только одно местонахождение). Этим, может быть, обусловлено и отсутствие арктических видов. «Несмотря на это, родственная связь с раннеольховской фауной несомненна» [Петров, 1982, с. 12].

Для новомутновских и ольховских отложенной характерен довольно однообразный спорово-пыльцевой спектр с резким преобладанием пыльцы кустарников Alnaster, Betula sec. Pinus pumila. Встречаются единичные зерна хвойных пород (Picea sec. Omorica и Eupicea, Pinus). Значительный процент составляет пыльца кустарничков и трав, среди которых преобладают злаки, осоки, полыни (до 50%) и пыльца разнотравья. Процентное содержание спор достаточно велико, и состав их довольно разнообразен. Встречаются споры папоротников, зеленых и сфагновых мхов, плаунов. Найдены листья Dryas sp. Спорово-пыльцевой спектр характеризует растительность, произрастающую в условиях, близких к современным, может быть, несколько более прохладных.

В разрезе новомутновской и Ольховской свит выделяются две палеомагнитные зоны: нижняя – обратной полярности и верхняя – прямой. Граница между зонами, скорее всего, соответствует границе эпох Матуяма и Брюнес. В отложениях с обратной полярностью фиксируются кратковременные эпизоды нормальной полярности. Есть основания предполагать, что граница между плиоценом и антропогеном (на хронологическом уровне 1,8 млн лет назад) проходит в нижней части на уровне одного из эпизодов нормальной полярности.

Геологическая ситуация, фауна, флора свидетельствуют о довольно своеобразных условиях. Формирование новомутновских отложений происходило во время трансгрессии, которая продолжалась и в ольховское время. Дислоцированность отложений свидетельствует о том, что в середине раннего плейстоцена проявились тектонические движения. Аналогичная картина характерна и для восточного побережья Тихого океана: развитие осадков этого стратиграфического уровня, большие мощности и сходная их дислоцированность.

Судя по всему, такой же богатый и разнообразный по видовому составу комплекс фораминифер обнаружен в аналогичных отложениях Сахалина. Это помырский горизонт, который представляет средний и верхний подотделы схемы неогеновых отложений этого региона [Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н. и др., 1970 г.].

Список литературы

1. *Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С.* Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. М.: Недра, 1970. 303 с.

2. *Петров О.М.* Морские моллюски севера и северо-востока СССР // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Часть I. М.: Недра, 1982. С. 194–216.

3. *Хорева И.М.* Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана. Труды ГИН АН СССР. Вып. 389. М.: Наука, 1988. 120 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДОНА

NEW STRATIGRAPHIC DATA ON PLIOCENE-QUARTERLY DEPOSITS FROM LOWER DON REGION

В.В. Чегис[1,4], А.С. Застрожнов[2], С.А. Морозов[1], А.С. Тесаков[3], А.Ю. Казанский[4], П.Д. Фролов[3], А.Н. Симакова[3], Г.Н. Александрова[3]

[1] АО «Центральное ПГО», Москва, Россия
[2] ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия
[3] ГИН РАН, Москва, Россия
[4] МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
joki.la.loki@gmail.com

V.V. Chegis[1,4], A.S. Zastrozhnov[2], S.A. Morozov[1], A.S. Tesakov[3], A.Yu. Kazanskiy[4], P.D. Frolov[3], A.N. Simakova[3], G.N. Aleksandrova[3]

[1] AO «Central PGO», Moscow, Russia
[2] VSEGEI, St. Petersburg, Russia
[3] GIN RAS, Moscow, Russia
[4] MSU, Moscow, Russia

В 2015 году в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Актуализация карты четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000 по материалам листов Госгеолкарты-1000/3, планируемых к завершению в 2013–2015 гг.» (Государственный контракт от 20.02.2014 г. № АМ-02-34/12)) АО «Центральное ПГО» (Геоцентр-Москва) проведено изучение разрезов четвертичных отложений на ключевом участке «Кривский» (рис. 1).

В береговых обрывах были сделаны две расчистки, а в 200 метрах от берега Цимлянского водохранилища пробурены две скважины (34,5 м и 39,0 м). По материалам полевых работ проведено изучение мелких позвоночных и моллюсков, спор и пыльцы, гранулометрического состава, палеомагнитные исследования. Подробное описание разрезов и скважин, а также заключения по результатам аналитических исследований, приведены в окончательном отчете [Застрожнов и др., 2016].

На участке Кривский описан следующий сводный разрез (снизу вверх):

1. Аллювиальная ергенинская свита ($N_{1\text{-}2}er$): пески серовато-желтые, кварцевые, мелкозернистые, сортированные, обводненные. Вскрытая мощность – 2,0 м (скв. 3) и 8,8 м (скв. 3-1).

2. Аллювиальная нагавская свита (N_2ng) состоит из четырех литологических пачек. Нижняя пачка (0,7–3,9 м) представлена глинами зелеными, плотными, с включениями известковистых конкреций (0,1 см), с примазками ожелезнения, с раковинами пресноводных моллюсков. Вторая пачка (2,1–5,1 м) – пески серые, кварцевые, зеленоватые, мелкозернистые, с прослоями серых пластичных глин, обводненные. Третья пачка (0,45–3,4 м) сложена тонким переслаиванием глин серовато-зеленых и песков желтовато-серых, кварцевых, мелкозернистых. Верхняя пачка (1,4–4,2 м) – глины серовато-зеленые, пластичные, жирные, оскольчатые, с тонкими прослоями серых глинистых песков отмечены и редкими известковистыми конкрециями.

3. Аллювиальная кривская свита ($Q_{gl}\,kr$) представлена песками серыми, светло-желтыми, мелкозернистыми кварцевыми, с прослоями серых мелкозернистых песчаников и линзами коричневых суглинков. Мощность 3,9–7,4 м. Из кривских песков отобраны и описаны представительные коллекции фаун [Застрожнов, Казанцева, 1992], [Додонов и др., 2007].

4. Элювиально-делювиальная скифская свита (e,dE*sk*): чередование глин коричневых и зеленых, в кровле с включениями гипса. Мощность 16,4 м.

5. Лессовые и элювиальные (погребенные почвы) образования ($L,e_pI\text{-}III$): суглинки коричневые легкие известковистые. Мощность 1,0–5,9 м.

6. Почвенно-растительный слой. Мощность 0,4–0,7 м.

Из нагавских глин (скв. 3) получен комплекс моллюсков, а также остатки пресноводных рыб, бесхвостых амфибий, змей, грызунов и круп-

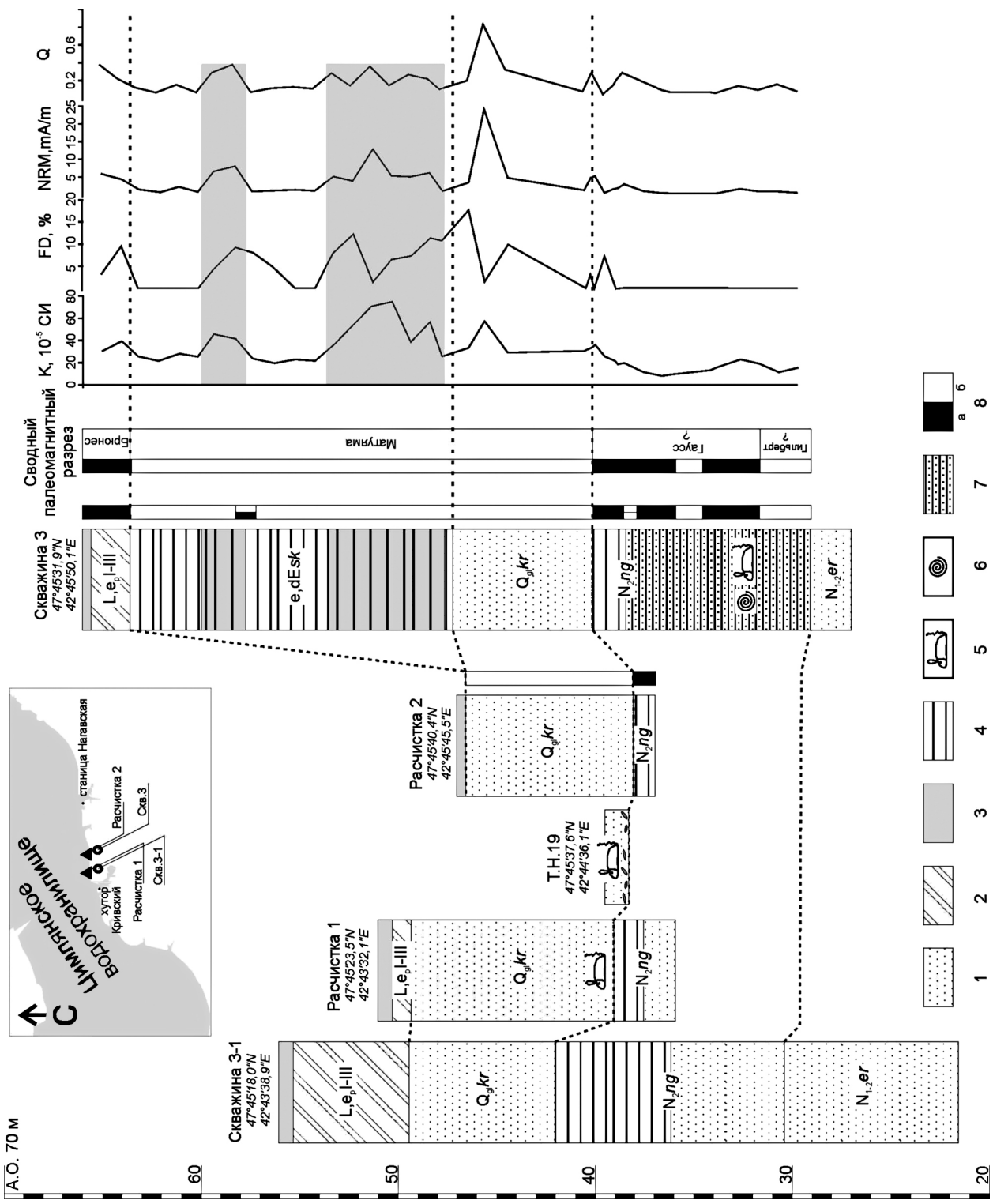


Рис. 1. Строение разреза «Кривский».

Условные обозначения: 1 – пески; 2 – суглинок; 3 – почвенный слой; 4 – глина; 5 – места обора териофауны и 6 – малакофауны; 7 – пески с прослоями глин; 8а/б – прямая/обратная полярность. K – магнитная восприимчивость, FD – частотно-зависимая магнитная восприимчивость, NRM – естественная остаточная намагниченность, Q – фактор Кенигсбергера

ных млекопитающих. Наибольшее значение для определения геологического возраста вмещающих отложений имеет фрагментарный остаток коренного зуба полевки мимомис плиоценового облика. К описанным ранее формам нагавских моллюсков добавлены роды *Parafossarulus*, диагностированные по характерным оперкулумам, а также *Theodoxus*, *Lithoglyphus* и *Bithynia*, и обломки унионид. Найденная ассоциация моллюсков указывает на проточный и тепловодный характер водоема.

Основная ассоциация мелких млекопитающих (местонахождение Т.Н.19 и расчистка 1) из кривского аллювия относится к региональной зоне MNR3 хапровского фаунистического комплекса, коррелятной пограничному интервалу между поздним плиоценом (пьяченций) и раннего плейстоцена/»палеоплейстоцена» (гелазий). По эволюционному уровню полевок *Borsodia praehungaricus praehingaricus* и *Mimomys hintoni livenzovicus* ассоциация наиболее близка к фаунам раннего гелазия, зоне млекопитающих неогена MN17a (~2,6–2,4 млн лет). Небольшое количество остатков характерной ассоциации *Mimomys hajnackensis* и *Borsodia novoasovica* отвечают регионе MNR5, урывского фаунистического комплекса первой половине позднего плиоцена (пьяченция). Она, по-видимому, переотложена из подстилающих отложений нагавской свиты. Экологический облик фауны позволяет реконструировать для времени накопления кривского аллювия сочетание увлажненных и заселенных биотопов и обширных степных ландшафтов.

Частные палеомагнитные разрезы скважины № 3 и расчистки № 2 однозначно сопоставлены между собой по границе зон прямой и обратной полярности, проходящей в подошве кривского горизонта. При составлении сводного разреза были исключены магнитозоны, выделенные по одному образцу. В сводном разрезе установлено 4 относительно крупных магнитозоны. Явно выделяются зоны Брюнес и Матуяма, а изохронная граница 780 тыс. лет (Матуяма/Брюнес) попадает на границу между отложениями L,e_pI-III и e,dE*sk*. Для магнитозон нижней части разреза (нагавских глин) интерпретация неоднозначна из-за отсутствия индивидуальных особенностей магнитозон и возможности наличия перерывов в осадконакоплении (границы зон магнитной полярности в большинстве случаев совпадающих с границами литостратиграфических подразделений). По результатам комплексного рассмотрения полученных биостратиграфических и палеомагнитных данных, наиболее предпочтительным является вариант интерпретации указанный на рис. 1.

Скалярный магнитный параметр Q указывает на осадочную природу остаточной намагниченности и свидетельствуют в пользу того, что намагниченность была приобретена во время накопления осадка. Высокие значения K и FD в скифских глинах связаны, вероятно, с новообразование тонкодисперсного магнетита и являются маркерами ископаемых почв.

Единичные находки пыльцевых зерен в скв. 3 указывают в большей степени на позднеплиоценовый возраст отложений глубже 14,8 м, хотя нельзя полностью исключать и эоплейстоценовый возраст в верхней части разреза. Слабая насыщенность позднеплиоцен-эоплейстоценовых осадков спорами и пыльцой на изучаемой территории была установлена и ранее [Додонов и др., 2007].

Список литературы

1. *Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В.* и др. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений низовьев Дона, разрезы побережья Цимлянского водохранилища // Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: ГЕОС, 2007. С. 43–53.

2. *Застрожнов А.С., Казанцева Н.Е.* О возрасте кривских слоев Нижнего Дона // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. М.: Росгеолфонд. 1992. Вып. 1. С. 114–118.

3. *Застрожнов А.С., Шкатова В.К., Пестова Л.Е.,* и др. Актуализация карты четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000 по материалам листов Госгеолкарты-1000/3, планируемых к завершению в 2013–2015 гг. ФГБУ «ВСЕГЕИ». Санкт-Петербург. 2016. Росгеолфонд, № 524319.

SPERMOPHILUS SUPERCILIOSUS (RODENTIA, SCIURIDAE) ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ СРЕДНЕГО ЗАУРАЛЬЯ

SPERMOPHILUS SUPERCILIOSUS (RODENTIA, SCIURIDAE) FROM THE LOCALITIES OF THE MIDLE TRANS-URALS

Д.Д. Чемагина[1], Н.В. Погодина[2], Т.В. Струкова[3]

[1,2] Уральский Федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина, Екатеринбург, Россия, daria.snz@mail.ru, N.V.Pogodina@urfu.ru
[3] Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
strukova@ipae.uran.ru

D.D. Chemagina[1], N.V. Pogodina[2], T.V. Strukova[3]

[1,2] Ural Federal University named after the First President of Russia B.N. Yeltsin, Ekaterinburg, Russia
[3] Institute of Plant and Animal Ecology Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

Spermophilus superciliosus является одним из видов плейстоценовой фауны, историческая судьба которых неясна. Он жил со среднего плейстоцена до раннего голоцена и совмещал в себе признаки современных *S. fulvus* и *S. major*, в меньшей степени *S. erythrogenus*. *S. superciliosus* считается предковым по отношению к этим видам [Громов и др., 1965]. В то же время некоторые авторы указывают на синхронное существование *S. superciliosus* и *S. major* [Агаджанян, 2006]. Возможно, эти противоречивые факты из истории крупных сусликов являются следствием высокой внутривидовой, географической и возрастной изменчивости морфологических признаков. Описывая изменчивость *Spermophilus superciliosus* во времени и его подвиды, И.М. Громов с соавторами [Громов и др., 1965] указывали для выборок из низовий Поволжья и Южного Приуралья большую близость к *S. major*, чем для западных. Поэтому именно в этих районах могли, вероятно, обитать популяции, исходные для формирования современного *S. major*. Но отсутствие находок к востоку от Уральского хребта не позволили внести ясность в этот вопрос [Громов и др., 1965].

Нами проведен анализ признаков щечных зубов *Spermophilus superciliosus* со Среднего Зауралья с целью описания изменчивости вида на восточной границе ареала и оценки степени сходства (или различия) с большим сусликом.

Проанализированы зубы *S. superciliosus* из местонахождений Мальково (поздний плейстоцен, n = 66, коллекция ИЭРиЖ УрО РАН) и Першино (средний голоцен, n = 136, коллекция ИЭРиЖ УрО РАН) и современного *S. major* со Среднего и Южного Зауралья и Северо-Восточного Казахстана (n = 891, коллекция Зоомузея ИЕН УрФУ).

Верхние первый, второй моляры (M1, M2) и нижние первый, второй моляры (m1, m2) проанализированы с использованием метода частоты встречаемости окклюзионных бугорков (метод Л.В. Поповой [2006] с некоторыми изменениями). Терминология элементов окклюзионной поверхности дана по Л.В. Поповой [Popova, 2016a] и И.М. Громову [1965]. Измерения длины и ширины третьего верхнего моляра (M3) и четвертого нижнего премоляра (p4) выполнены с использованием программы Universal Desktop Ruler. Также были изучены морфотипы корневой системы M3 с использованием методики, предложенной Н.В. Погодиной [2006], которая заключается в оценке количества корней.

Анализ частоты встречаемости окклюзионных бугорков в разновозрастных выборках вида *S. superciliosus* (поздний плейстоцен, средний голоцен) не выявил статистически значимых различий ($\chi^2 = 0{,}375$, $p > 0{,}05$, $dF = 2$), поэтому в дальнейшем эти выборки были объединены.

Затем было проведено сравнение *S. superciliosus* и *S. major*. Статистический анализ частоты встречаемости окклюзионных бугорков на M1 и M2 показал значимые различия ($\chi^2 = 28{,}924$, $p < 0{,}05$, $dF = 4$) данных видов. Для *S. major* характерно наличие мезостиля на 20% зубов, а для *S. superciliosus* – на 45%. Близкие значения частоты мезостиля характерны для *S. superciliosus fulvoides* из местонахождений Западной Европы [Popova, 2016b].

На верхних зубах обоих видов была обнаружена новая структура – второй парастиль (*S. superciliosus* – 5%, *S. major* – 13% зубов). По предварительным наблюдениям, эта структура характерна и для других представителей подрода Colobotis: нами был также обнаружен на зубах *S. erythrogenys*.

Анализ частоты встречаемости окклюзионных бугорков на нижних молярах (m1, m2) не выявил

наличие значимых различий между изученными видами. Тем не менее, наблюдается тенденция снижения частоты встречаемости метастилида от *S. superciliosus* (65%) к *S. major* (менее 45%).

Таким образом, анализ частоты встречаемости окклюзионных бугорков не выявил четких признаков, по которым можно провести видовую диагностику *S. superciliosus*. Видовая идентификация близкородственных видов требует использования нескольких независимых методов и не должна базироваться на одиночных экземплярах.

Анализ континуальных признаков (размеры и пропорции M3 и p4) не выявил существенной разницы между сравниваемыми видами. Но p4 *S. superciliosus* несколько короче и уже, чем p4 *S. major*.

Анализ соотношения морфотипов корневой системы M3 показал, что в Мальково (поздний плейстоцен) более 90% зубов 3 корня, в Першино (средний голоцен) – 56%, а у современного вида – 40%. Таким образом, мы видим тенденцию к усложнению корневой системы от *S. superciliosus* до *S. major*. Ранее в работе И.М. Громова с соавторами [1965] было показано, что количество корней наоборот уменьшается от от *S. superciliosus* до *S. major*. Это противоречие является поводом для детального анализа изменчивости корневой системы внутри подрода Colobotis.

Список литературы

1. *Агаджанян А.К.* Этапы эволюции сусликов Северной Евразии // Бюллетень МОИП, Отд. Биол. 2006. Т. 3 (5). С. 4−14.

2. *Громов И.М., Бибиков Д.И., Калабухов Н.И., Мейер М.Н.* Наземные белки (Marmotinae). Фауна СССР. Млекопитающие, Т. 3 (2). Наука: Москва-Ленинград, 1965. 325 с.

3. *Погодина Н.В.* Суслик (Rodentia, Sciuridae) из позднего плейстоцена среднего и южного Зауралья // Бюллетень МОИП, Отд. Биол. 2006. Т. 3 (5). С. 17−25.

4. *Попова Л.В.* Диагностика ископаемых остатков *Spermophilus* // Проблемы палеонтологии и биостратиграфии протерозоя и фанерозоя Украины: Институт геологических наук НАН Украины. Сборник статей. Киев, 2006. С. 320–325.

5. *Popova L.V.* Occlusal Pattern of Cheek Teeth in Extant *Spermophilus*: A New Approach to the Identification of Species // Journal of Morphology, 2016a. 277. P. 814−825.

6. *Popova L.V.* Evolutionary lineage of *Spermophilus superciliosus* end *S. fulvus* (Rodentia, Sciuridae) in the quaternary of the Dnieper area: An ability of a biostratigraphical implication // Quaternary International. 2016b. 420. P. 319−328.

УНИКАЛЬНАЯ СИСТЕМА ЧЕРНОМОРСКИХ ТЕРРАС ЮБК: ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ, ДРЕВНЕЙШИЕ ОЛДОВАНСКИЕ МИГРАЦИИ И ПЕРВИЧНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ ЕВРОПЫ ЧЕРЕЗ КРЫМ

UNIQUE BLACK SEA TERRACE SYSTEM: HISTORY OF MARINE BASINS, THE OLDOVANEAN MIGRATIONS AND INITIAL PEOPLING OF EUROPE VIA CRIMEA

А.Л. Чепалыга

Институт географии РАН, Москва
tchepalyga@mail.ru

A.L. Chepalyga

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Первые исследования русских геологов в конце XIX века заложили основу стратиграфии морских террас и геологической истории Черного моря (полную библиографию см. [Андрусов, 1912]). К началу XIX века выдающийся русский геолог и палеонтолог академик Н.И. Андрусов впервые описал и ввел

в научный оборот разрезы морских террас на мысе Карангат, мысе Чауда и озере Чокрак, что легло в основу стратиграфической шкалы плейстоцена: карангатского, чаудинского и древнеэвксинского горизонтов. Позже были выделены древнеэвксинский и узунларский горизонты черноморской шкалы [Архангельский, Страхов, 1938]. Более древние террасы до сих пор не были выявлены, что ограничивало реконструкцию истории береговой зоны Черного моря рамками неоплейстоцена (0,8 млн лет).

Существенной основой послужил фундаментальный труд «Террасы окрестностей г. Судака» [Андрусов, 1912], где была описана серия террас в интервале высот от уровня моря до 200 м абс.: I Высокая терраса, II Манджильская, III Перчемская, а также Судакская, Тирренская и промежуточные террасы. В этой террасовой системе заключен большой потенциал развития стратиграфической шкалы Черного моря. Однако, после этого в течение более столетия это творческое наследие не развивалось и не дополнялось, особенно относительно количества террас, их генезиса и возраста.

После воссоединения Крыма с Россией в 2014 г. создалась благоприятная обстановка для продолжения и углубления изучения морских террас и черноморских бассейнов, особенно более древних, чем чаудинские. Эти исследования были поддержаны грантами Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), в том числе российско-украинским проектом РФФИ-ДФФД № 13-06-90427 (руководители А.Л. Чепалыга, В.Н. Степанчук, Институт археологии НАНУ), а также грантом РФФИ № 16-06-00514 (руководитель А.Л. Чепалыга). Была организована Крымская геоархеологическая экспедиция Института географии РАН (руководитель А.Л. Чепалыга) с участием сотрудников Геологического института РАН, Института истории материальной культуры РАН и Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН, а также Геологического института РАН. За последние три года удалось провести 9 экспедиций, выполнить детальные междисциплинарные исследования в стратотипическом районе Эчкидаг-Карадаг-Судак. За три года работ были собраны уникальные материалы по геоморфологии, геологии, литологии, палеонтологии, стратиграфии, палеомагнетизму и дистанционным методом, включая космические фотоматериалы и снимки с беспилотников с построением ЦМР (цифровой модели рельефа).

В результате была разработана новая концепция черноморской террасовой системы [Чепалыга, 2015], доказан преимущественно морской генезис террас ЮБК, значительно дополнена и структурирована классическая система террас Н.И. Андрусова (1912). В рамках новой концепции черноморских террас количество установленных террасовых уровней составило 12 основных террас до высоты 200 м абс., из них 6 террас неоплейстоценового и 6 террас эоплейстоценового возраста (0.8–1.8 млн лет) [Чепалыга, 2015].

На основе последних исследований 2016–2017 гг. эта террасовая система существенно дополнена и структурирована в рамках Новейшей концепции черноморских террас [Чепалыга, 2017]. Она включает уже 18 террасовых уровней (рис. 1), верхние 6 террас до высоты 350–400 м абс. относятся к палеоплейстоцену (1.8–2.6 млн лет) и, возможно, к плиоцену. Эти исследования продолжаются и, наверняка, будут дополнены новыми террасовыми уровнями и деталями их строения.

Выделенные 18 черноморских террас группируются в три разновысотных террасовых яруса по 6 террасовых уровней в каждом (рис. 1):

– Нижний террасовый ярус (НТЯ) высотой от 0 до 65 м: I–VI террасы;

– Средний террасовый ярус (СТЯ) высотой от 75 до 200 м: II–XII террасы;

– Верхний террасовый ярус (ВТЯ) высотой от 200 до 350 м и выше: XIII–XVIII террасы.

Эти террасовые ярусы и уровни различаются не только по высоте, но и по возрасту, сохранности рельефа, террасовых отложений и фоссилий, а также по соотношению с соответствующими черноморскими бассейнами: карангатским, узунларским, древнеэвксинским, чаудинским, гурийским и куяльницким и, возможно, киммерийским.

Возраст террасовых отложений основан на палеомагнитных данных, геоморфологии, фауне моллюсков и млекопитающих (для нижнего террасового яруса).

Нижний террасовый ярус представлен в приморской зоне у подножья склона Крымских гор в интервале высот от 0 до 65 м абс. В этом ярусе выделяется 6 основных террасовых уровней с чередованием цикличности высот поверхности около 12–15 м. Временная цикличность составляет около 100 тыс. лет и близка к глобальным циклам изотопно-кислородной шкалы Н. Шеклтона: изотопные стадии 5, 7, 9, 11, 13–15, 17.

Это – так называемые классические террасы, возраст которых в разрезах стратотипов определен по микрофауне, фауне моллюсков и мелких млекопитающих.

Ширина террасовых площадок достигает 50–150 м, террасовая поверхность рассечена линейными эрозионными ложбинами, ориентированными вдоль склона от моря вверх к горам.

0 Черноморская терраса, высота 0–2 м абс., голоцен;

I Садовая терраса, 3–5 м, поздний плейстоцен, связана с новоэвксинским бассейном на шельфе Черного моря;

II Карангатская терраса, последнее межледниковье с тремя подуровнями, аналогичными террасам кавказского побережья:

IIа Меганомская терраса, 6–8 м, аккумулятивная, цоколь опускается ниже уровня моря, возраст около 80 тыс. лет (OIS 5a);

IIб Сокольская терраса, 8–10 м, цокольная (высота цоколя +2+3 м), возраст около 100 тыс. лет (OIS 5c);

IIв Новосветская терраса, 10–15 м., цокольная (высота цоколя + 8 м), возраст 100–125 тыс. лет (OIS 5e).

Все более высокие террасы имеют цоколь выше уровня моря.

III Судакская терраса, 20–25 м, узунларский бассейн;

IV Копсельская терраса, 35–40 м, древнеэвксинский бассейн;

V Перчемская терраса, 50 м, поздне-чаудинский бассейн;

VI Сугдейская терраса, 63–65 м, ранне-чаудинский бассейн.

Средний террасовый ярус занимает центральное положение в средней части террасовой

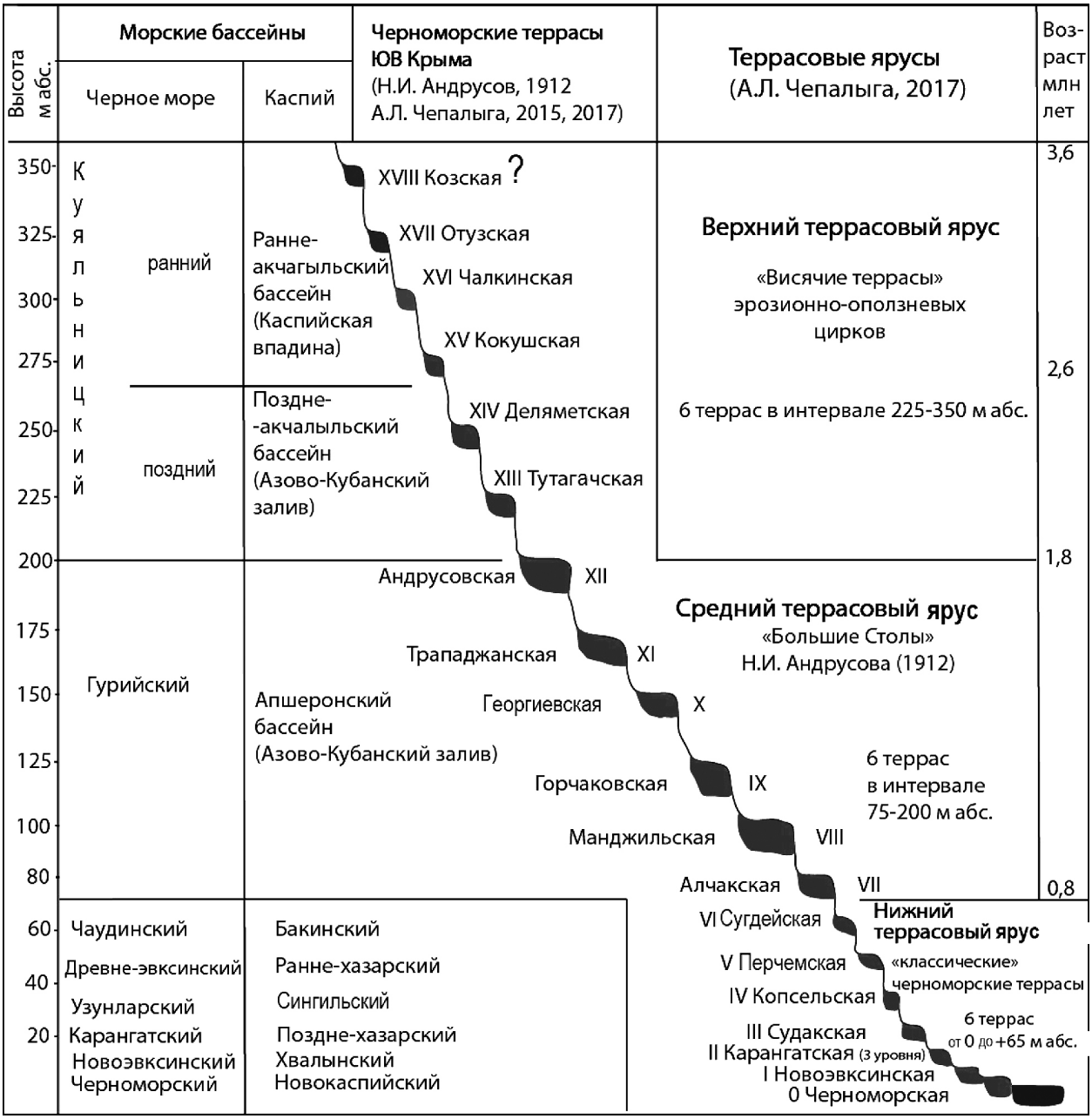


Рисунок. Морские террасы, террасовые ярусы Южного Берега Крыма и Черноморские бассейны

лестницы, примерно посредине горного склона в интервале высот от +75 до +200 м абс. Ширина террасовых площадок максимальна по сравнению с СТЯ и ВТЯ и составляет до 200–300 м, а мощность террасовых отложений, имеющих субгоризонтальное залегание достигает 15–20 м. Такие террасы были впервые выделены Н.И. Андрусовым под названием «Большие столы» и имеют широкое распространение на ЮБК. Шесть террас этого яруса расположены с высотным интервалом примерно через 25 м, т.е. это удвоенный интервал террас НТЯ. Если экстраполировать его на временной интервал НТЯ, то возможно и его удвоение, т.е. террасы СТЯ сменяются каждые 25 м по вертикали и 200 тыс. лет по времени. Тогда возраст террас СТЯ может быть в интервале 0.8–2.0 млн лет – это возраст гурийского солоноватоводного бассейна Черного моря (эоплейстоцен). Это подтверждается предварительными палеомагнитными данными, согласно которым отложения VII, VIII, IX, XII террас имеют преимущественно обратную намагниченность эпохи Матуяма, т.е. древнее 780 тыс. лет.

VII терраса Алчакская, 75 м – самая низкая и молодая из террас СТЯ, но ее возраст по палеомагнитным данным уходит в эпоху Матуямы (эоплейстоцен, древнее 0,78 млн лет). В системе террас Н.И. Андрусова эта терраса относилась ко II Манджильскому уровню (южный стол II Манджильской террасы).

VIII терраса Манджильская, 100 м – самая популярная среди исследователей (почти всем известно это название) и занимает центральное положение в своем ярусе СТЯ, отличаясь максимальной шириной 200–300 м и мощностью террасовых отложений до 17 м. Это название Манджильская присвоено именно 100-метровому уровню террасы [Чепалыга, 2015].

IX терраса Горчаковская, 125 м высотой, также занимает центральное положение среди террас СТЯ, а мощность ее отложений достигает 20 м и более (разрез Сухой овраг).

X терраса Георгиевская, 150 м, располагается в середине террасовой лестницы СТЯ.

XI терраса Трападжанская, 175 м, впервые была описана Н.И. Андрусовым (1912) как Южный Стол I Высокой террасы Судака – столовой горы-останца Кучук-Трападжа (170 м абс.).

XII терраса Андрусовская, 200 м – самая высокая из описанных Н.И. Андрусовым (1912) «Больших Столов», а именно Северный Стол I Высокой террасы Судака. Это – столовая гора-останец Бююк-Трападжа (203 м абс.), гора-близнец [Андрусов, 1912] предыдущей XI террасы.

Более детальная характеристика 12 террас Нижнего и Среднего уровней с данными по геоморфотипам, стратотипам, координатам GPS и др. опубликована нами [Чепалыга, 2015].

Верхний террасовый ярус в верхней части склона Крымских гор поднимается до привершинной части склона (эскарпа) на высотах от 200–225 м до 350 м абс. и выше. Соответственно, резко сокращается ширина террас до нескольких десятков метров и увеличивается уклон поверхности террас до 5–10 градусов и более, в том числе за счет эрозионного размыва поверхности и покровных отложений (осыпей). Террасы настолько узкие, что их тип можно охарактеризовать как «висячие террасы», более слабовыраженные в рельефе. Этот тип террас выделен нами в регионе впервые. Мощность террасовых отложений достигает 10–12 м и более, а их преимущественно тонкозернистый состав (горизонтально-слоистые алевриты, алевритовые глины) по направлению вверх к эскарпу не становятся более грубым, а наоборот – более тонким, явно бассейнового типа.

На основании предварительных данных можно выделить следующие 6 террас ВТЯ и предложить их оригинальные названия по местным топонимам. Все стратотипы и геоморфотипы сосредоточены в массиве Эчки-Даг на левом борту р. Тут-Агач и приурочены к двум эрозионно-оползневым циркам: Нижнему и Верхнему в интервале высот от 225 до 350 м абс. и выше.

XIII терраса Тутагачская, 225 м, название от оврага Тутагач. Морфотип установлен на узкой террасовой площадке Нижнего цирка Тут-Агач в горном массиве Эчки-Даг;

XIV терраса Деляметская, 250 м, название от г. Делямет-Кая (Эчки-Даг). Геоморфотип установлен над Нижним цирком Тут-Агач, а стратотип – на западном склоне террасовой площадки;

XV терраса Кокушская, 275 м, название от г. Кокуш-Кая. Геоморфотип и стратотип установлены на восточном склоне Верхнего цирка Тут-Агач;

XVI терраса Чалкинская, 300 м, название от бухты Чалка и горного массива Чалки-даг.

XVII терраса Отузская, 325 м, название от речки Отуз («тринадцать» – татарск.);

XVIII терраса Козская, 350 м, выделяется предположительно.

Установленные шесть террасовых уровней обнаруживают выявленную в СТЯ высотную цикличность по высоте в 25 м, что можно также экстраполировать на возрастную террасовую цикличность в 200 тыс. лет при условии сохранения тех же темпов скорости подъема Крымских гор. Это позволяет предположить возраст террас ВТЯ в пределах от 2 до 3.5–4 млн лет, т.е. палеоплейстоцен (гелазий) и верхний плиоцен (пьяченций), и коррелировать террасы с куяльницким бассейном Черного моря и акчагыльским бассейном Каспия (Азово-Черноморский залив).

Описанная террасовая система является продолжением исследований и развитий идей Н.И. Андрусова (1912) и, по мнению некоторых исследователей, в дальнейшем по мере ее подтверждения и признания может рассматриваться как террасовая система Андрусова-Чепалыги (2017). Из 18 основных террас 5 выделены Н.И. Андрусовым, остальные – Чепалыгой (2015). Эта система может стать основой для реконструкции истории морских бассейнов Черного моря, а также процесса поднятия Крымских гор в течение плиоцен-четвертичного неотектонического этапа (последние 5–6 млн лет).

В результате открытия в отложениях VII–XI террас (эоплейстоцен) многослойных стоянок олдованской культуры [Чепалыга и др., 2015] представляется возможность реконструкции первичного заселения человеком Европы через Крым по Северо-Черноморскому коридору [Chepalyga, 2014]. В дальнейшем возможно датирование появления первых поселений и этапов развития олдованской культуры олдованского типа на рубеже Азии и Европы в связи с геологической историей Черного моря [Чепалыга и др., 2015].

Предположительное время этого события – около 1,8–2,0 млн лет – фиксирует начало первичного заселения Европы через юг России и Крым. Очевидно, с этого времени, начинается возникновение важнейшего события в истории Европы – природопользование (land-use) и начало взаимодействия человека с природой.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-06-00514.

Список литературы

1. *Андрусов Н.И.* Террасы окрестностей Судака // Записки Киевского об-ва естествоиспытателей. Т. 22. Вып. 2. 1912.

2. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и геологическая история развития Черного моря. Изд. АН СССР, 1938.

3. *Чепалыга А.Л.* Новая концепция черноморских террас юго-восточного Крыма // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода // № 74. 2015. С. 5–22.

4. *Чепалыга А.Л., Анисюткмн Н.К., Садчикова Т.А.* Первые многослойные стоянки олдованской культуры в Крыму: геология, археология, палеоэкология // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода// № 74. 2015. С. 90–104.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО ПЛАТО НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛОНКИ МОРСКИХ ОСАДКОВ HCG-14

LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE SEDIMENTATION HISTORY OF THE SOUTHERN PART OF THE CHUKCHI PLATEAU INFERRED FROM THE MULTIPROXY STUDY OF CORE HCG-14

Н.О. Чистякова[1], Е.Е. Талденкова[1], А.Н. Колесник[2], О.Н. Колесник[2]

[1] Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Географический факультет, Москва
chistyakova_no@mail.ru, etaldenkova@mail.ru
[2] Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток
aiaks1986@mail.ru, zeya1985.2008@mail.ru

N.O. Chistyakova[1], E.E. Taldenkova[1], A.N. Kolesnik[2], O.N. Kolesnik[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow
[2] Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok

Отличительной особенностью Чукотского моря и примыкающего Арктического бассейна является незначительный речной сток и взаимодействие арктических вод и более теплых тихоокеанских,

поступающих через неглубокий (до 50 м) Берингов пролив. Поверхностные воды Чукотского плато находятся под влиянием круговорота Бофорта и многолетнего ледового покрова. Относительно теплые и соленые атлантические воды текут вдоль континентального склона на глубинах 200–600 м и по Чукотскому желобу распространяются в пределы моря. Взаимодействие этих водных масс наряду с общими климатическими изменениями оказывает влияние на поверхностную биопродуктивность, размеры ледового покрова, привнос биогенного и терригенного материала и прочие факторы.

Для реконструкции позднеплейстоцен-голоценовой истории осадконакопления в южной части Чукотского плато нами комплексно изучались морские осадки колонки HCG-14, длиной 200 см, поднятой в южной части Чукотского плато с глубины 602 м (76°37′ с.ш., 163°59′ з.д.). Проводился литологический анализ – весовое процентное содержание фракции >63 мкм, подсчет материала ледового и айсбергового разноса (IRD) во фракции >500 мкм; микропалеонтологический – количественный и качественный анализ комплексов планктонных и бентосных фораминифер и остракод во фракции >63 мкм; определены вариации значений цветности осадка в RGB-диапазоне и яркости в результате фотографирования осадков в условиях, приближенных к студийным [Колесник и др., 2016]

По полученным ранее результатам нами выделен ряд интервалов резко различающихся по содержанию фораминифер, терригенного материала и характеристикам цветности осадка [Чистякова и др. 2016, 2017; Колесник и др., 2016; Kolesnik et al., 2017]. Корреляция с опубликованными данными по соседним колонкам [Yamamoto, Polyak, 2009; Polyak et al., 2004; Zhang et al., 2015] не позволяла однозначно интерпретировать наблюдаемые вариации. Полученные недавно результаты абсолютного датирования возраста осадков AMS^{14}C методом решили эту проблему. Нижняя датировка приходится на 149 см разреза и соответствует календарному возрасту ~45 тыс. л.н. Скорости осадконакопления для нижнего датированного интервала колонки между 149 и 73 см составляют примерно 3 см в тыс. лет, соответственно, экстраполированный возраст основания колонки составляет примерно 60 тыс. л.н., что соответствует морской изотопной стадии (МИС) 4.

Непосредственно МИС 4, скорее всего, соответствует интервал 200–170 см характеризующийся серыми пелитовыми и пелит-алевритовыми осадками, присутствием терригенного IRD, но практически полностью лишенный фоссилий.

В коричневых осадках дегляциации МИС 3/4 и теплого интервала МИС 3 (~170–120 см) наблюдается максимально высокое содержание планктонных и бентосных фораминифер, наибольшее видовое разнообразие бентосной фауны, значительное увеличение количества IRD. Из планктонных фораминифер здесь и по всему разрезу преобладает холодноводный вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin., типичный для арктических морей. Среди бентосных фораминифер в интервале 170–155 см доминирует вид *Cassidulina neoter*etis (до 73%) – маркер охлажденных атлантических вод в Арктике. В данном интервале наблюдаются наиболее благоприятные условия с выраженной стратификацией и присутствием трансформированных атлантических вод в подповерхностном слое. В верхней части интервала резко возрастает процентное содержание вида *Stetsonia horvathi* во фракции 63–125 мкм. Из остракод преобладают виды рода *Polycope.* Предполагается относительное увеличение размеров ледового покрова при переходе к ледниковью МИС 2.

Серые осадки интервала 120–80 см (МИС 2, включая максимум последнего оледенения) содержат крайне мало микрофауны, IRD и песчаной фракции. Вероятно, осадконакопление происходило в условиях оледенения, низкого уровня моря, плотного ледового покрова и притока тонкого взвешенного материала ледникового молока из-под края относительно близко расположенного ледника.

Интервал 80–45 см (конец последнего оледенения – начало дегляциации) отличается светло-окрашенныеми бежевыми пелитовыми и пелит-алевритовыми осадками с повышенным содержанием псаммита и обломками карбонатных пород. Здесь отмечено максимальное содержание IRD, небольшое количество планктонных и бентосных фораминифер. Из бентосных видов доминируют *C. neoteretis*, *Stainforthia loeblichi*, предпочитающая подледные условия и *Oridorsalis tener*. Предположительно осадки накапливались в условиях низкого содержания питательных веществ и активного образования айсбергов в эпоху таяния ледниковых щитов.

Интервал ~40–30 см характеризуется сокращением количества IRD и микрофоссилий, указывающими на осадконакопление в неблагоприятных условиях позднего дриаса.

Интервал ~0–30 см (голоцен) отмечен ростом материала ледового разноса и количества микрофауны. Среди бентосных фораминифер преобладает *C. neoteretis*, что указывает на активное влияние трансформированных атлантических вод. Повышенное содержанием эпибентосных видов *O. tener* и *Cibicides lobatulus* говорит о благоприятных условиях осадконакопления с высоким содержанием органики и активной донной гидродинамикой, возможно, за счет установившегося водообмена с Тихим океаном.

Исследование выполняется при поддержке проектов РФФИ 16-35-50133 и 15-05-05680.

Список литературы

1. *Колесник А.Н., Колесник О.Н., Талденкова Е.Е., Вологина Е.Г., Чистякова Н.О.* Позднеплейстоцен-голоценовые условия осадконакопления в восточной части Северного Ледовитого океана по результатам комплексного изучения колонок донных осадков Чукотского плато // Материалы 15-й молодежной конференции с элементами научной школы «Географические и геоэкологические исследования на Дальнем Востоке». Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2016. С. 11–16.

2. *Чистякова Н.О., Талденкова Е.Е., Колесник А.Н., Колесник О.Н.* Реконструкция позднеплейстоцен-голоценовых условий осадконакопления южной части Чукотского плато по комплексам фораминифер и материалу ледового разноса // Пути эволюционной географии: Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. Москва: издательство ФГБУН Институт географии Российской академии наук. Т. 1. С. 352–353.

3. *Чистякова Н.О., Талденкова Е.Е., Колесник А.Н., Колесник О.Н.* Реконструкция позднеплейстоцен-голоценовых условий осадконакопления южной части Чукотского плато по комплексам фораминифер и материалу ледового разноса // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы II Всероссийской научной конференции молодых ученых. Москва: ИО РАН, 2017. С. 535–536.

4. *Kolesnik A., Kolesnik O., Taldenkova E., Vologina E., Chistyakova N., Bosin A., Sattarova V.* Late Pleistocene and Holocene environments in the northeastern Asian continental margin inferred from the complex analysis of sediment cores from the Chukchi Plateau // Advancing Ocean Knowledge, Fostering Sustainable Development: from the Indo-Pacific to the Globe. Abstracts of the 10th WESTPAC International Scientific Conference. Qingdao, China: 2017. P. 53–53 .

5. *Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M.* Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004. 203. P. 73–93.

6. *Yamamoto M., Polyak L.* Changes in terrestrial organic matter input to the Mendeleev Ridge, western Arctic Ocean, during the Late Quaternary // Global and Planetary Change, 2009. V. 68. P. 30–37.

7. *Zhang T., Wang R., Xiao W., Chen Zh., Chen J., Cheng Zh., Syn Y.* Ice rafting history and paleoceanographic reconstructions of Core 08P23 from Southern Chukchi Plateau, western Arctic Ocean since Marine Isotope Stage 3 // Acta Oceanologica Sinica, 2015. Vol. 34. № 3. P. 68–75.

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТА ДЛЯ СТОЯНОК ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА БАССЕЙНА ДЕСНЫ И СЕЙМА ПО ФАУНИСТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ

EXPERIENCE OF CLIMATE RECONSTRUCTION FOR THE UPPER PALEOLITIC SETLEMENTS OF THE DESNA & SEYM BASIN ON THE FAUNAL ASSEMBLAGES

А.А. Чубур

Брянский государственный университет им. академика И.Г. Петровского, Брянск, Россия
fennecfox66@gmail.com

A.A. Chubur

Bryansk state university of Academician I.G. Petrovski named, Bryansk, Russia

Светлой памяти создателя эволюционной географии Андрея Алексеевича Величко

Климатические реконструкции по ископаемой фауне из культурных слоев палеолита поначалу носили эмпирический характер – выделение групп животных, характерных для различных природных зон и биотопов. Более точные результаты дает метод климатограмм, разработанный Иверсоном. В системах координат (температуры июля/января, среднегодовые количества осадков/твердых осадков) вы-

черчиваются замкнутые линии, характеризующие среду обитания каждого вида фаунистического комплекса. Зона пересечения всех или большинства климатограмм показывает типичный для комплекса климат. Для фауны метод впервые успешно применен на материалах стоянки Хотылево 2 [Величко и др., 1977].

Создание точных климатограмм для каждого вида – сложная задача. Более прост и не менее эффективен метод ареалогамм или наложения ареалов [Гричук, 1969], традиционно применявшийся лишь для палеоботанического анализа. Однако та же методика применима и для анализа фаунистических комплексов из культурных слоев. Основное условие: наличие богатого спектра видов, определенных по остеологическим материалам (ему в бассейне Десны отвечают поселения Авдеево, Хотылево 2, Елисеевичи, Юдиново, Быки 1, Мезин; Новгород-Северская стоянка не включена в список, так как ее материалы представляют собой смесь следов антропогенной деятельности и погадок хищных птиц). Картографическое наложение рецентных ареалов видов из культурного слоя дает район взаимного перекрытия максимального числа ареалов. Представляется, что она должна иметь максимально сходные со временем обитания палеолитического поселения основные климатические показатели. Информация об ареалах взята из базы данных, созданной Институтом проблем экологии и эволюции РАН им. А.Н. Северцова, ЗИН РАН и Зоологическим музеем МГУ [Позвоночные, 2009], и из атласов ареалов в определителях [Бобринский и др., 1965; Второв, Дроздов, 1980; Беме, Кузнецов, 1983]. Данные по климату приведены по справочнику по климату СССР.

Главное отличие от результатов наложения ареалов растительности, выделенной по спорово-пыльцевым спектрам, в том, что фаунистические остатки связаны не просто со стратиграфическим горизонтом, формировавшимся на протяжении времени, заведомо превышавшего срок обитания человека на поселении, а напрямую с периодом активной деятельности людей. С точки зрения геологии это почти мгновенный временной срез. Исключение – кости большинства грызунов, которые могли оказаться в слое в результате гибели животных в норках, когда культурный слой уже стал геоархеологическим объектом. Эти виды, часто служащие палеогеографам индикатором, намеренно исключены из списка, дабы снизить вероятность ошибок, как с мустьерской стоянкой Бетово, которая, судя по грызунам, функционировала в суровых условиях перигляциала, а по стратиграфии и абсолютным датам – в теплом Брянском интерстадиале. Ввиду отсутствия рецентных ареалов не учтены вымершие и редкие виды: мамонт, шерстистый носорог, лошадь, бизон, первобытный бык, большерогий олень и пещерный лев, отчасти – овцебык.

ХОТЫЛЕВО 2 (19 600–24 960 BP, фауна по [Soffer, 1985] и данным автора). Пересечение ареалов 8 птиц (белая куропатка, жаворонок полевой, жаворонок рогатый, обыкновенная овсянка, серая утка, гоголь, чернозобая гагара, серебристая чайка) и 5 млекопитающих (бурый медведь, корсак, росомаха, волк, северный олень) происходит в верховьях р. Катуни и по р. Чуе (Усть-Коксинский, Онгудайский и Кош-Агачский районы Республики Алтай). Климат резко континентальный, Среднегодовая температура –1,1 °С и ниже, средняя температура января ниже –22,1 °С (в Чуйской степи достигает –32 °С), июля – не выше +16,2 °С. Максимальная температура +32 °С, минимальная –54–62 °С. Безморозный период около 90 дней. Среднее количество осадков за год 300–450 мм. В целом результат сходен с данными, полученными по климатограммам фауны [Величко и др., 1977]. Не попал в зону пересечения современный ареал песца, питающегося леммингoвой фауной и являющийся индикатором многолетней мерзлоты, пусть даже островной.

АВДЕЕВО (два комплекса-поселения, 16 800–22 800 BP, фауна по [Гвоздовер, 2002]). Ареалы животных из I жилого объекта (Авдеево-Старое), дали максимальное пересечение в нижнем течении р. Обь близ г. Салехард: все 5 видов птиц (лебедь-кликун, тундровый лебедь, чирок-трескунок, серый гусь и белая куропатка), 8 из 10 млекопитающих (северный олень, заяц, песец, лисица, бурый медведь, росомаха, волк, барсук). Граница тундры и лесотундры в зоне многолетней мерзлоты. Зима суровая и долгая: с середины октября по май. Зимний минимум –53,7 °С. Летний максимум +32,9 °С. Средняя температура июля +14,8 °С, января –23,2 °С, среднегодовая –5,7 °С. Среднегодовое количество осадков 350–454 мм, за июль–август – 44% годовой нормы. Зимой осадков мало, самый сухой месяц февраль. Ареалы животных II объекта (Авдеево-Новое) максимально взаимно перекрылись в среднем течении р. Урал близ Орска: 12 из 14 видов птиц (лебедь-кликун, лебедь-шипун, серый гусь, шилохвость, огарь, серый журавль, курганник, степной орел, ворон, белая куропатка, тетерев, серебристая чайка) и 6 из 8 видов млекопитающих (сайгак, заяц, сурок, волк, бурый медведь, росомаха). Климат выраженный континентальный: суровые зимы, жаркое сухое лето. Средняя температура июля +21,2 °С, января –16 °С, среднегодовая +3,3 °С. Максимум +45,3 °С, минимум –49 °С. Среднегодовая сумма осадков 320 мм [Чубур, 2017].

МЕЗИН (вероятная датировка – пик поздневалдайского гляциала, фауна: [Soffer, 1985]). Ареалы 3 видов птиц (белая куропатка, белая сова, обыкновенная каменка) и 6 видов млекопитающих (ро-

сомаха, волк, лисица, бурый медведь, северный олень и сурок, а с учетом заходов – песец 7) пересекаются в бассейне р. Витим (Бодайбинский район Иркутской обл.). Климат резко континентальный: средние температуры января –30 °С, июля +18 °С, пиковые значения январь −55,1 °С, июль +39,6 °С, среднегодовая температура –5,5 °С, многолетняя мерзлота, среднегодовые осадки – 442 мм (48% летом). Наличие крайне сурового аридного климата подтверждает и наличие в фауне овцебыка

БЫКИ 1 (некалиброванные даты ^{14}С в районе 17 000 л.н. фауна по автору): ареалы северного оленя, песца, лисицы, бобра, белой куропатки, серого гуся пересеклись в южной части Усть-Цилемского района Республики Коми. Климат здесь континентальный, суровый, с длительной морозной и снежной зимой, с резкими ветрами и метелями и коротким умеренно теплым летом. По данным наблюдений метеостанции Левкинская средняя температура января −18 °С, июля +14,8 °С, среднегодовая температура –2 °С, минимум –51 °С, максимум +34 °С. Безморозный период 70 дней. Среднегодовое количество осадков 640 мм. Реконструируется суровый, с многолетней мерзлотой, но не очень сухой климат, видимо связанный со слабым оптимумом начала позднеледниковья. Интересно, что результаты спорово-пыльцевого анализа культурного слоя Авдеево [Губонина, 1977] тоже находит аналогию в растительных сообществах среднего течения Печоры [Чубур, 2017]. Возможно, он фиксирует климат по завершении формирования культурного слоя Авдеево.

ЕЛИСЕЕВИЧИ 1 (12 630–17 340 ВР, фауна по [Величко и др., 1997]). Пересечение ареалов ворона, филина, белой куропатки, бурого медведя, волка, лисички-корсака, степного хорька, зайца, лося указывает на верховья реки Урал. Климат по данным для Магнитогорска, выраженный континентальный, с холодной малоснежной зимой и засушливым летом. Средняя температура июля +19,2 °С, января −14,1 °С. Минимум −46 °С, максимум +39 °С. Среднегодовая температура +2.8 °С. Безморозный период 105 дней, среднегодовое количество осадков 353 мм. На неполноту реконструкции указывает выпадение ареалов многочисленного на стоянке песца, а также малочисленных северного оленя и росомахи: границы их ареалов лежат севернее, что говорит о более холодном климате. Нельзя забывать, что мы можем иметь дело в Елисеевичах с разновременными культурными горизонтами.

ЮДИНОВО 1) (основной слой, 12 300–18 630 ВР, фауна по: [Саблин, 2014]): ареалы 6 из 8 видов птиц (гуменник, белая куропатка, тундряная куропатка, белая сова, серебристая чайка, беркут) и 5 млекопитающих (северный олень, бурый медведь, лисица, волк, сурок, а с учетом заходов песца 6) пересекаются и накладываются в верховьях Лены и Нижней Тунгуски (Казачинско-Ленский, Усть-Кутский районы Иркутской обл.). Не попадают в число пересекшихся ареалов сайга и овцебык, их присутствие говорит о большей аридности климата. Климат резко континентальный. Среднегодовая температура около –4 °С. Средняя температура января −25 °С, июля +17°С. Минимум −54 °С, максимум +38 °С. Годовое количество осадков 368 мм, в основном июль–август. Снег держится 190 дней, сходит к началу мая. Среднемноголетняя глубина снежного покрова до 50 см. Реконструируется климат весьма суровый, но не столь жесткий, как по спорово-пыльцевым данным (аналог южная Якутия): вероятно поселение существовало в рамках описываемого пыльцевым спектром периода, но в более теплые его эпизоды.

Итак, метод ареалограмм демонстрирует перспективность и, судя по сопоставлению с климатограммами фауны и спорово-пыльцевыми спектрами, достоверность, а в ряде случаев позволяет внести некоторые коррективы в видение ландшафтно-климатической картины. Возможно, он позволит даже уточнить датировки некоторых палеолитических памятников. Обращает внимание значимость определения авифауны, представляющей собой важный климатический индикатор.

Список литературы

1. *Беме Р.Л., Кузнецов А.А.* Птицы открытых и околоводных пространств СССР: Полевой определитель. М.: Просвещение, 1983. 176 с.

2. *Бобринский Н.А., Кузнецов Б.А., Кузякин А.П.* Определитель млекопитающих СССР. М.: Просвещение, 1965. 478 с.

3. *Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Маркова А.К., Ударцев В.П.* О возрасте и условиях обитания стоянки Хотылево II на Десне // Палеоэкология древнего человека. М., 1977. С. 40–50.

4. *Величко А.А., Грехова Л.В., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И.* Первобытный человек в экстремальных условиях среды. Стоянка Елисеевичи. М., 1997. 192 с.

5. *Второв П.П., Дроздов Н.Н.* Определитель птиц фауны СССР. М.: Просвещение, 1980. 272 с.

6. *Гвоздовер М.Д.* Зооархеология верхнепалеолитической стоянки Авдеево (предварительное сообщение) // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 335–345.

7. *Гричук В.П.* Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 41–57.

8. *Губонина З.П.* Предварительные результаты палинологического изучения Авдеевской позднепалеолитической стоянки // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 57–66.

9. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Вып. 1. Кн. 1. Архангельская и Вологодские области, Коми АССР. Л.: Гидрометеоиздат 1989. 484 с.

10. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып. 22. Иркутская область и западная часть Бурятской АССР. Л.: Гидрометеоиздат. 1991. 604 с.

11. Позвоночные животные России. Информационно-поисковая система. Интегрированная база данных // Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН (Офиц. сайт), 2009. URL: http://www.sevin.ru/vertebrates/index.html

12. *Саблин М.В.* Палеонтология стоянки Юдиново: новые факты, анализ, интерпретация // Епіграветські пам'ятки Середнього Подніпров`я. / Археологічний альманах, № 31 – К.: Видавець Олег Філюк, 2014. С. 133–150.

13. *Чубур А.А.* Реконструкция палеоклимата Авдеевской верхнепалеолитической стоянки с помощью метода наложения ареалов животных // Евразия в кайнозое. Стратиграфия, палеоэкология, культуры. Материалы VI междунар. конф. Иркутск, 2017 (в печати)

14. *Soffer O.* The upper Paleolithic of the Central Russian plain. Academic press, 1985. 540 p.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЦМР ДЛЯ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ПО СТЕПЕНИ УЯЗВИМОСТИ К ПРОЦЕССАМ ИССУШЕНИЯ/УВЛАЖНЕНИЯ

THE USE OF GEOMORPHOMETRY TO CONSTRUCT MAP OF VULNERABILITY OF THE TERRITORY UNDER ARIDIFICATION/ HUMIDIFICATION PROCESSES

Д.А. Чупина[1,2], И.Д. Зольников[1,2]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
chupina_da@igm.nsc.s.ru, zol@igm.nsc.s.ru

D.A. Chupina[1,2], I.D. Zolnikov[1,2]

[1] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Рельеф юга Западной Сибири хранит в себе следы эпох глубокой аридизации и увлажнения. Резкое иссушение климата и связанная с ним активизация субаэральных процессов отображаются в виде эоловых форм рельефа: увалов, грив, дюн и дефляционных котловин [Волков, 1976]. О периодах увлажнения можно судить по широкому распространению озерных котловин и озеровидных расширений речных долин и соотношению их площадей. Все эти объекты отчетливо проявляются на цифровых моделях рельефа (ЦМР). Однако, ЦМР может использоваться не только для палеореконструкций древних эпох иссушения/увлажнения, но и для ранжирования территории по степени уязвимости к современным процессам изменения климата. На юге Западно-Сибирской равнины в настоящее время отмечается нарастание аридности и экстремальности климата. При этом территориально наблюдается неоднородность в проявлении этих процессов и степени трансформации различных природно-территориальных комплексов (ПТК). Это связано с тем, что реакции ПТК на региональные изменения климата и антропогенное воздействие контролируются геолого-геоморфологическим каркасом территории. Рельеф обуславливает местные климатические условия. От геоморфологической

и гидрогеологической ситуаций, зависит степень уязвимости ПТК к изменениям климата.

Литогенная основа лесостепной зоны района исследования (Барабинская равнина) представлена преимущественно субаэральным покровом, однородным по гранулометрическому составу. Грунтовые воды в понижениях рельефа близко подходят к поверхности, что предопределяет большое количество озер разной солености и заболачивание отдельных участков. Таким образом, геолого-геоморфологические условия в районе исследования являются причиной сильной зависимости растительности от увлажнения. Негативные процессы, возникающие при колебаниях влажности следующие: высыхание небольших озер и появления на их месте солончаков и сильно засоленных почв; уменьшение продуктивности растительных сообществ; снижение проективного покрытия растительности и ее почвозащитной роли; развитие дефляционных и водно–эрозионных процессов на незакрепленных растительностью поверхностях.

Предлагаемая нами методика выявления наиболее уязвимых территорий при активизации экзогенных процессов, обусловленных иссушением/увлажнением климата, схематично представлена на рис. 1. Фактической основой стала цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM (SRTM 90m DEM version 4), которая находится в открытом доступе (http://srtm.csi.cgiar.org). ГИС-обработка морфометрических показателей производилась в программном пакете ArcGIS 10.2.1. Формы и типы рельефа была закартированы по методике, опубликованной ранее [Чупина, Зольников, 2016].

Рельеф исследуемой территории состоит из грив, современных и палеоозерных котловин, узких речных долин с редкими озеровидными расширениями и пологоволнистой равнинной поверхности. Эти формы и представляют собой каркас ПТК изучаемой территории. Однако, исследовать каждую отдельную форму рельефа на предмет уязвимости к указанным выше негативным процессам не представляется возможным. На среднемасштабном уровне исследований целесообразно в качестве каркаса территории рассматривать типы рельефа, т.е. сочетании определенных, закономерно повторяющихся форм, развившихся на определенной геологической структуре, под воздействием одного и того же комплекса рельефообразующих факторов [Щукин, 1960]. Также типы рельефа характеризуются схожей структурой и характером преобладающих экзогенных процессов. Схема типов рельефа была построена по удельному площадному соотношению доминирующих форм методом скользящего окна. Пороги выделения доминирующих форм определялись в зависимости от процентного соотношения занимаемой площади в окне, и для каждого конкретного набора форм рельефа были разными. Таким образом, получена схема четырех типов рельефа: гривный, равнинный, гривно-озерный, озерный. Для учета взаимосвязи параметров рельефа и увлажнения (грунтовое и климатическое) предложен морфометрический показатель, позволяющий разделять типы рельефа на авто- и гидроморфные

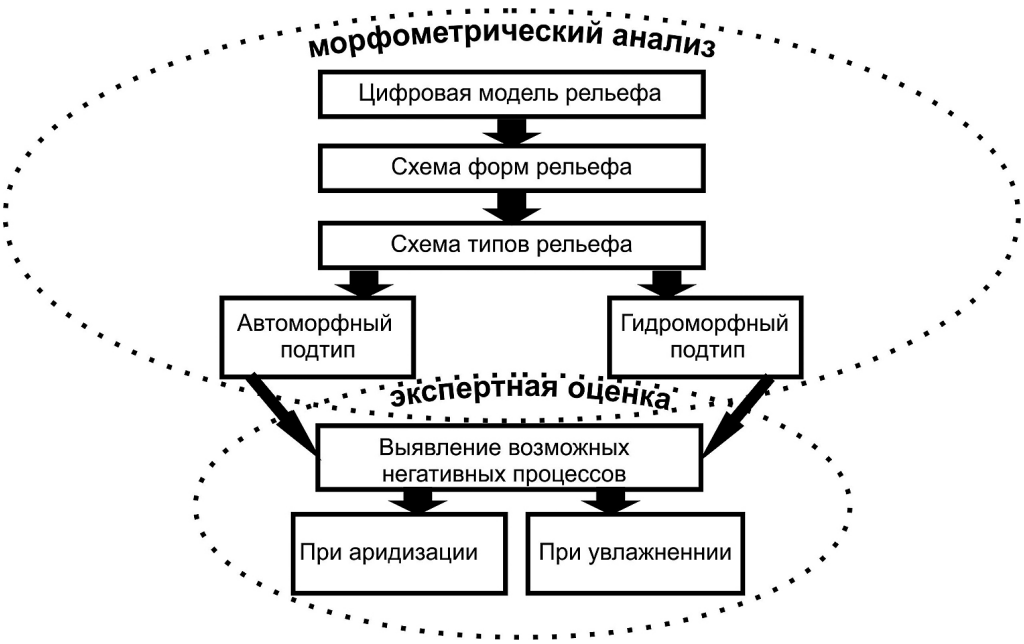


Рис. 1. Методика выявления наиболее уязвимых территорий при активизации негативных процессов, обусловленных иссушением/увлажнением климата

подтипы. Этот показатель отражает вертикальный разброс высот относительно усредненной поверхности. В таком случае, гидроморфным подтипам соответствуют отрицательные значения и вогнутые формы рельефа, к которым приурочены ПТК, испытывающие на себе влияние дополнительного поверхностного увлажнения и грунтовых вод. К автоморфным подтипам относятся территории с положительными значениями этого показателя с ПТК развивающимися вне связи с грунтовыми водами и при нормальном атмосферном увлажнении.

Таким образом, использование морфометрического анализа ЦМР позволяет в автоматизированном режиме получить фактическую основу для дальнейшего ранжирования территории по степени уязвимости ПТК к негативным процессам при изменении климата с привлечением специалистов из смежных областей: почвоведения и ботаники. Следует отметить, что предложенная методика разработана, прежде всего, для территории Барабинской равнины, с ее конкретным набором форм и типов рельефа и однородной литогенной основой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект №16–35–00409 мол_а.

Список литературы

1. *Волков И.А.* Роль эолового фактора в эволюции рельефа / Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1: Рельеф ледниковый, криогенный, эоловый, карстовый и морских побережий. М.: Наука, 1976. С. 264–288.

2. *Чупина Д.А., Зольников И.Д.* Геоинформационное картографирование форм и типов рельефа на основе морфометрического анализа // Геодезия и картография, 2016. № 6. С. 35–43.

3. *Щукин И.С.* Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1960. Т. 1. 616 с.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РАЗРЕЗА “РАЙГОРОД” (НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ)

MINERAL COMPOSITION OF UPPER PLEISTOCENE DEPOSITS OF RAIGOROD SECTION (LOWER VOLGA REGION)

С. Чэнь, К.М. Седаева

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет

S. Chen, K.M. Sedaeva

Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russia

С биостратиграфической точки зрения отложения верхнего плейстоцена в Нижнем Поволжье достаточно хорошо изучены. В их разрезе наблюдается сложное сочетание мелко- и тонкообломочных пород разного генезиса (морского, лиманного, лиманно-озерно-старичного, аллювиального и эолового), представляющих собой осадки всех древнекаспийских трансгрессий, разделенные континентальными образованиями [Горецкий,1966; Федоров, 1978; Свиточ, Янина, 2007 и др.]. Это не могло не отразиться на минеральном составе данных отложений. До настоящего времени работы по изучению их минерального состава практически не проводились. В связи с этим проведено детальное описание разреза «Райгород» с частым отбором образцов (всего 35 обр.) пород на минералогические исследования с учетом изменения их структурно-текстурных особенностей, состава и возраста.

Отложения верхнего плейстоцена и голоцена разреза «Райгород» (*Светлояровский район Волгоградской области, правый обрывистый берег р. Волги высотою 18–20 м*) представлен алевролитами и алевропелитами, реже песчаниками со сложным полиминеральным и полигенным составом породообразующих компонентов (рис. 1а). **В кластогенной части**_тонкообломочных пород (алевролитов и алевропелитов) преобладает кварц, содержание которого колеблется в широких пределах (рис. 1б): от 55% до 82%. На отдельных интервалах разреза (*на глубине 0,5–0,51, 1,7–1,71 и 15,4 м от поверхности*) менее 50% (44–49%), лишь на глубине 9,25 м его содержание составляет 98%.

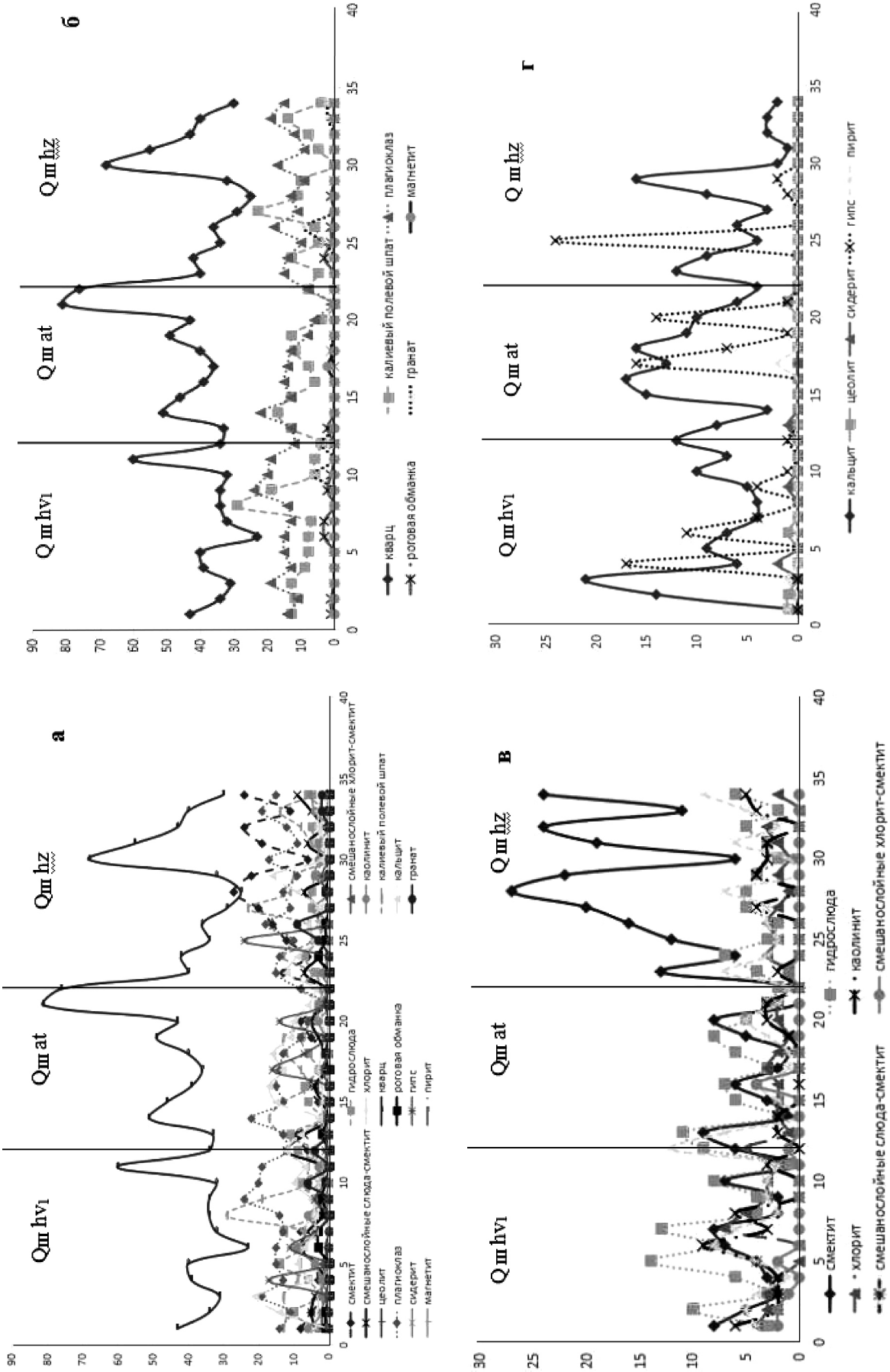


Рис. 1. Распределение минералов по разрезу «Райгород» : а – общее, б – кластогенных, в – глинистых, г – аутигенных

Среди полевых *х*) шпатов также наблюдаются значительные колебания в их содержании: от 4 до 29% для калиевых (*кпш*) и от 6 до 19% для Ca-Na полевых шпатов (плагиоклазов). Крайне неравномерное распределение по разрезу кварц-силикатной составляющей можно объяснить: 1) разной природой исходного кластогенного материала (*перигляциальные образования Русской равнины, в меньшей степени местный материал аллювиального и морского генезиса, и отчасти эолового в виде пирокластического материала*) и 2) изменением розы ветров и динамики воздушного потока. Пирокластический материал наблюдается в разрезе в виде светлоокрашенных мелких уплощенных линзочек и тончайших прослоек (0,5–2 см толщиною) глинизированного туфа (тефры), особенно в верхней половине разреза. Полигенный источник исходного материала и разные палеогеографические обстановки формирования тонкообломочных пород отразились в пестром составе глинистой составляющей. **Среди глинистых минералов** (рис. 1в), общее количество которых составляет 8–40%, отмечается присутствие смектита (1–27%), гидрослюды (1–14%), хлорита (1–7%), каолинита (1–9%), смешанослойных минеральных фаз 2-х типов: слюда-смектитового (1–12%) и хлорит-смектитового (1–7%) ряда, образующихся по пирокластике при проявлении гипергенных и отчасти диагенетических процессов. **Из аутигенных минералов** (рис. 1г) наблюдаются кальцит (3–17%), сидерит (1–2%), гипс (1–24%), цеолиты (1%), пирит (1%), распределение которых по разрезу очень неравномерное, нередко с отсутствием некоторых из них на отдельных его интервалах. Новообразования доломита не обнаружены, что возможно связано с более повышенной тепло- и влагообеспечением Нижнего Поволжья на фоне семигумидного климата, и вследствие этого происходило образование сидерита при трансформации слюд (хлорита и биотита). Эпизодически на отдельных интервалах разреза отмечается присутствие в кластогенной части пород акцессорных минералов: роговой обманки (1–3%), граната (1–4, редко 9%) и магнетита (1–2%). Роговую обманку, также как и хлорит можно рассматривать как вулканокластику, привнесенную с Кавказа, а магнетит и гранат – как часто встречающиеся минералы тяжелой фракции, входящие в состав прибрежно-морских отложений, и привнесенные с юга при трансгрессии Каспия в хвалынское и/или хазарское время. Таким образом, Верхнеплейстоценовые отложения Нижнего Поволжья формировались на фоне гумидизации климата (из-за близости Каспия) с кратковременными эпизодами аридизациими (образование гипса) и вследствие этого разрез «Райгород» характеризуется более пестрым минеральным составом пород и крайне неравномерным распределением отдельных породообразующих компонентов и акцессорных минералов по разрезу.

НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗАМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

NEW GEOCHRONOLOGICAL DATA ON QUATERNARY SEDIMENT SEQUENCES OF THE SVALBARD ARCHIPELAGO

В.В. Шарин[1-2], Ф.Е. Максимов[2], В.Ю. Кузнецов[2], А.Ю. Петров[2], В.А. Григорьев[2], С.Б. Левченко[2]

[1]АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция», Санкт-Петербург, Ломоносов, Россия
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

V.V. Sharin[1,2], F.E. Maksimov[2], V.Yu. Kuznetsov[2], A.Yu. Petrov[2], V.A. Grigoriev[2], S.V. Levchenko[2]

[1] Polar Marine Geosurvey Expedition, Lomonosov, St. Petersburg, Russia
[2] St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

История формирования четвертичных отложений архипелага Шпицберген до сих пор остается предметом оживленных дискуссий. Архипелаг является своеобразным «полигоном» для изучения четвертичного покрова, где ведущими факторами осадконакопления выступают поздненеоплейстоценовое оледенение и последующая дегляциация территории.

На острове Западный Шпицберген, в районах пролива Хинлопен и озера Линне, были изучены разрезы четвертичных отложений (рис.) и получены новые геохронологические данные, позволяющие дополнить данные по стратиграфии и палеогеографии этих районов.

Один из этих разрезов расположен на западном побережье пролива Хинлопен, на равнине Профильстранда, у северного края ледника Балдербреен. Из отложений, слагающих этот разрез, отобран и выбран ряд образцов на определение микро- и макрофауны. Выполнено их уран-ториевое (^{230}Th/U) датирование. Кроме этого, выполнен минералогический анализ шлихов (определение Н.Н. Костевой).

На западном берегу пролива Хинлопен вскрыты алеврито-песчаные отложения, сформировавшиеся на протяжении позднего неоплейстоцена и раннего голоцена. По литологическим и фаунистическим признакам в разрезе выделены 3 стратиграфических горизонта [Шарин и др., 2008].

Нижний горизонт сложен алевритами с включениями гальки и гравия. Выше залегают гравийники и галечники, вмещающие раковины остракод, обломки и целые мелкие раковины двустворчатых моллюсков, среди которых наиболее определимы *Mytilus edulis* и *Mya truncata*, фрагменты иглокожих, домики балянусов. Отложения содержат комплексы фораминифер арктического типа [Погодина, 2010]. Характер фауны и вмещающего их осадка позволяет предположить, что отложения этого горизонта формировались в прибрежной зоне относительно тепловодного бассейна в условиях благоприятных для развития бентосных организмов [Шарин и др., 2008; Погодина, 2010].

Для образца обломков раковин S-15-2 из верхней части отложений этого горизонта проведено ^{230}Th/U датирование согласно ранее опубликованной методике [Максимов и др., 2016]. Во внутренних и внешних слоях значения отношения активностей ^{234}U/^{238}U (~1,8) существенно превышают его среднюю величину для океанической воды – 1.15. Вероятно, в постседиментационное время уран мог поступать в раковины из грунтовых вод. Поэтому ^{230}Th/U-датировки обеих фракций – 51±4 и 51±5 тыс. лет, скорее всего, могут считаться наименьшей оценкой возраста этого образца раковин.

Идентичные по литологическому строению и фаунистической наполненности четвертичные осадки в разрезах заливов Биллефьорд и Бельсунд ранее датированы термолюминесцентным методом как микулинские (эемские) [Troitsky et al., 1979]. Полученные ^{230}Th/U датировки не отрицают эти данные.



Рисунок. Исследованные районы: 1 – равнина Профильстранда, 2 – озеро Линне-река Линнеэльва

Вышележащий горизонт представляет собой массивные алевриты, мощностью до 3 м, с включениями песчаного, гравийно-галечного и валунного материала. Его отложения содержит многочисленные обломки раковин, среди которых наиболее определимы *Mya truncata* и *Diaphana* sp. По всему горизонту распространены крупные обломки и целые мелкие раковины двустворчатых моллюсков, в частности *Macoma calcarea,* гастроподы, разнообразные остракоды, иглы и пластинки панцирей ежей. В подошве горизонта обнаружен экологически выдержанный комплекс бентосных фораминифер, подверженных влиянию атлантических вод [Погодина, 2010].

По обломкам раковин S-15-3 из нижней части горизонта проведено ^{230}Th/U-датирование. По тем же причинам, что и для обр. S-15-2, ^{230}Th/U-датировки внешних и внутренних слоев обр. S-15-3 (соответственно 39±4 и 28±3 тыс. лет), вероятно, характеризуют минимальную оценку возраста раковин.

Данный горизонт отнесен нами к валдайскому времени (Вайхзелиану) [Шарин и др., 2008, Погодина, 2010; Максимов и др., 2016]. Тот факт, что накопление осадочной толщи происходило в весьма благоприятной гидробиологической обстановке, может свидетельствовать о постоянном притоке трансформированных атлантических вод в северные области Западного Шпицбергена в течение всего последнего ледникового максимума. Таким образом, новые ^{230}Th/U геохронометрические данные позволяют осторожно предположить, что в конце позднего Вайхзелиана, на севере острова Западный Шпицберген, считавшегося периодом интерстадиальных условий, произошел ледниковый эпизод в районе 28–39 тыс. лет назад, когда осадконакопление носило ледниково-морской характер.

Разрез расположенный на восточном берегу реки Линнеэльва, вытекающей из озера Линне, представляет собой «классический» разрез четвертичных отложений. Исследованы отложения позднеплейстоценового возраста. Большую часть разреза слагают морские, прибрежно-морские, мелководно морские, дельтовые алевриты и пески различной степени зернистости, гравийниками и галечниками. Они перекрыты толщей тилла ледниково-морского происхождения с включением обломков раковин. Венчают разрез голоценовые прибрежно-морские осадки. Из нижней части разреза отобран образец раковин. ^{230}Th/U возраст его внутренней фракции составил порядка 120 тыс. лет. Эти данные хорошо согласуются с датировками, полученными методами термолюминесцентного и амино-кислотного датирования [Lønne & Mangerud, 1991; Mangerud et al., 1998]. Тем самым подтверждается, что морские, дельтовые и прибрежно-морские условия осадконакопления в эемское время господствовали в районе озера Линне.

Список литературы

1. *Максимов Ф.Е., Шарин В.В., Кузнецов В.Ю., Окунев А.С., Григорьев В.А., Петров А.Ю.* Уран-ториевое датирование высоких морских террас архипелага Шпицберген // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2016. № 2. С. 54–64.

2. *Погодина И.А.* К вопросу о поступлении трансформированных атлантических вод в северные фьорды Западного Шпицбергена в позднем плейстоцене – голоцене // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 461–468.

3. *Шарин В.В., Алексеев В.В., Погодина И.А.* К стратиграфии четвертичных отложений пролива Хинлопен, архипелаг Шпицберген // Природа шельфов и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8, М.: ГЕОС, 2008. С. 388–392.

4. *Lønne I. & Mangerud J.* An Early or Middle Weichselian sequence of proglacial, shallow marine sediments on western Svalbard // Boreas, Vol. 20, 1991.Oslo, pp. 85–104.

5. *Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D., Heggen B., Ingolfsson O., Landvik J.,Y., Mejdahl, V., Svendsen, J.,I., Vorren, T.O.* Fluctuations of the Svalbard – Barents sea ice sheet during the last 150 000 years // Quaternary Science Reviews, Vol. 17, 1998. pp. 11–42.

6. *Troitsky L., Punning J.-M., Hutt G. & Rajamae R.* Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen // Boreas 8, 1979, p. 401–407.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРО-БАЛТИЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА В ГОЛОЦЕНЕ

RECONSTRUCTION OF THE NATURAL CONDITIONS IN THE SOUTHERN PART OF THE WHITE SEA-BALTIC WATERSHED IN THE HOLOCENE

А.Е. Шаталова, В.В. Брылкин, И.А. Королев, Ю.А. Кублицкий, А.В. Орлов

РГПУ им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
shatalova10@gmail.com

A.E. Shatalova, V.V. Brylkin, I.A. Korolev, U.A. Kublitsky, A.V. Orlov

Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

Одно из приоритетных направлений в изучении палеогеографии – реконструкция природных обстановок прошедших эпох, что важно для понимания современных климатических изменений. Одним из способов изучения динамики природных условий является комплексное исследование кернов донных отложений озер, так как они несут в себе важную информацию о прошлом водоема, химических и физических процессах, протекавших как в самом водоеме, так и на всем его водосборе [Субетто, 2009].

Полевые исследования состоялись в сентябре 2016 года на территории Кенозерского национального парка. Объектом исследования стали донные отложения озер Масельгское и Вильно, отделенные друг от друга узкой озовой грядой и относящиеся к водоразделам Балтийского и Белого морей. Столь близкое расположение озер разных водосборных бассейнов интересно для изучения, как динамики природных условий, так и условий седиментации.

Отбор образцов осуществлялся русским буром (диаметр пробоотборника 5 см) с плота. Извлеченные керны проходили первичное литологическое описание и упаковку для транспортировки для лабораторных анализов: потерь при прокаливании (ППП), геохимического и радиоуглеродного.

Сравнивая динамику ППП и геохимический состав донных отложений озер оз. Масельгское и Вильно, можно прийти к следующим выводам. Озера имеют различные источники сноса при накоплении терригенных отложений в результате процессов эрозии. Основной областью сноса для оз. Масельгское являются гранитно-гнейсовые породы, а основной областью сноса для оз. Вильно являются, наиболее вероятно, беломориды, представленные, в основном, гранат-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, а также чарнокитами и анортозитами. В бассейне оз. Масельгское происходит небольшое накопление хемогенных карбонатов, в отличие от осадконакопления в оз. Вильно, возможно, это связано с тем, что в водосборном бассейне оз. Масельгское присутствуют породы, богатые карбонатами (например, моренные отложения). В целом, содержание карбонатов очень низкое [Кублицкий и др., 2017].

Озера имеют различный гидрологический режим. В оз. Масельгское происходит постепенная эвтрофикация озера, связанная с накоплением биогенных компонентов и замедлением стока. В данной части озера наблюдается переход от мезотрофного режима к эвтрофному. В оз. Вильно происходит частая смена гидрологического режима между проточными и непроточными условиями на протяжении всего осадконакопления, поэтому режим озера изменяется от олиготрофного до мезотрофного и наоборот, признаки эвтрофикации проявляются только в верхнем горизонте донных отложений. В периоды повышения уровня воды в отложениях накапливается биогенный кремнезем, который связан с развитием диатомовых водорослей. Проточные условия озера соответствуют накоплению терригенной составляющей в результате эрозионных процессов на побережье. Мелководные и непроточные условия соответствуют накоплению биогенной составляющей [Кублицкий и др., 2017].

Список литературы

1. Палеолимологическая реконструкция природных условий южной части беломоро-балтийского водораздела / Кублицкий Ю.А., Кулькова М.А., Шаталова А.Е., Брылкин В.В., Королев И.А., Орлов А.В., Субетто Д.А., Климов С.И., Шорина Н.В., Чупаков А.В. // Успехи современного естествознания – 2017 – № 5 (в печати).

2. *Субетто Д.А.* Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции / Д.А. Субетто // СПб: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. – 344 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КИЗЛЯРСКОГО ЗАЛИВА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К НЕМУ АКВАТОРИИ КАСПИЯ

NEW DATA ON SEISMOSTRATIGRAPHY OF QUARTERLY EDUCATION OF THE KIZILAR GULF AND ASSOCIATED CASPIAN AQUATORIES

А.А. Шейков

АО «Южморгеология» г. Геленджик, Россия
sheykovaa@ymg.ru

A.A. Sheykov

JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, Russia

В 2016 году АО «Южморгеология» завершена геологическая съемка шельфа масштаба 1:200 000 морской части листов L-38-XXXV (Кочубей), L-38-XXXVI (Суюткино). На основе комплексного геолого-геофизического подхода к интерпретации данных обобщены ретроспективные и впервые полученные материалы. В акватории выполнены: сейсморазведка высокого разрешения (ВЧ МОГТ), низкочастотное непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НЧ НСП), донный пробоотбор, картировочное бурение на глубину до 95 м. Впервые составлен авторский комплект Госгеолкарты-200/2, в том числе карта четвертичных образований.

Дана сейсмостратиграфическая характеристика образованиям квартера, отмечены основные особенности их седиментогенеза. В генетическом отношении присутствуют морские (биогенные, волновые и течениевые), аллювиальные и озерно-аллювиальные (лимноаллювиальные) образования.

Выделено семь основных сейсмостратиграфических комплексов. Их вещественная характеристика и возрастная привязка подтверждена материалами бурения в акватории и экстраполяцией с прилегающей сушей. Детальность расчленения разреза определена структурно-формационными различиями, глубиной залегания толщ и качеством сейсмозаписей. Выделение сейсмокомплексов [Шкатова В.К., Шейков А.А., 2015, 2016] базируется на прослеживании поверхностей несогласий по регулярной сети профилей.

Верхнеплиоцен-нижнеэоплейстоценовый сейсмокомплекс Io-B (реже I-B) неогена и квартера (акчагыл) залегает с размывом, регистрируется, как серия сигмоидных отражений с северной экспозицией, срезается по типу стратиграфического несогласия в сторону вала Карпинского. Сейсмозапись – клиноформная. Наклон косых серий свидетельствует о кавказском источнике сноса. Горизонт В – высокочастотное среднеамплитудное отражение, привязанное к кровле акчагыла по скважинам. Сейсмокомплекс распространен повсеместно, прослежен уверенно. Постановлением МСК (вып. 41, 2012) нижняя граница квартера опущена с 1,8 до 2,6 млн лет, в этой связи теперь отсутствует надежный репер (в виде сейсмогоризонта), отделяющий четвертичные образования от дочетвертичных, а граница квартера проходит уже где-то внутри этой акчагыльской клиноформной толщи.

Верхнеэоплейстоценовый сейсмокомплекс В-Б квартера (апшерон) залегает на нижнеэоплейстоценовых породах со стратиграфическим несогласием. Клиноформный, со смещением косослоистой части разреза в сторону областей сноса. Фиксируются и горизонтальные субпараллельные отражения переменной амплитуды. Коррелируется сейсмогоризонтом Б – прерывистое среднечастотное отражение с переменной амплитудой, которое перекрывает сигмовидные отражения клиноформ акчагыла и апшерона и привязывается к подошве неоплейстоцена. Залегает с размывом на акчагыле, перекрыт породами бакинского горизонта. Прослежен уверенно, распространен повсеместно. Нижняя часть разреза – преимущественно, песчаная, верхняя – глинистая.

Тюркянский регрессивный горизонт распространен фрагментарно, заполняет врезанные в кровлю апшеронских отложений (сейсмогоризонт Б) долины палеорек. Коррелируется прерывистыми с переменной амплитудой среднечастотными отражениями, отделяющими параллельно-слоистую сейсмофацию от вышележащей волнисто-бугристой. Приурочен к поверхности предбакинского шельфа.

Нижненеоплейстоценовый сейсмокомплекс Б-А1 квартера (бакинский) залегает с размывом на апшероне или тюркянском горизонте. Представлен на разрезах ВЧ МОГТ параллельно-слоистыми прерывистыми, местами хаотическими и бугристыми осями синфазности. На разрезах НЧ НСП комплекс отличается непротяженными, слабо интенсивными отражающими площадками, причем в верхней части комплекса нередки переходы к хаотической сейсмозаписи. Коррелируется сейсмогоризонтом А1 (кровля баку) – разделяющим два типа сейсмозаписи. Выше него НЧ НСП регистрируются слоистые толщи с подчиненным распространением участков «акустически прозрачной» и неслоистой сейсмозаписи, ниже – толща с непротяженными, неинтенсивными отражающими площадками, корреляция которых практически невозможна.

Черноярский (астраханский) регрессивный горизонт распространен фрагментарно, заполняет долины палеорек врезанные в нижнехазарский сейсмокомплекс А1–А2.

Средненеоплейстоценовый сейсмокомплекс А1-А3 квартера (хазарский) на разрезах НЧ НСП характеризуется отчетливой слоистостью выдержанной на больших расстояниях, что отличает его по типу сейсмозаписи от выше- и нижележащих комплексов. Коррелируется ательским регрессивным сейсмогоризонтом А3 – нижняя граница распространения «акустически прозрачных» линз сопоставима с подошвой хвалынских слоев. Сейсмогоризонт А2, отделяющий верхнехазарские образования от нижнехазарских, прослежен здесь фрагментарно (потеря сейсмозаписи от загазованности разреза). Сейсмокомплекс распространен повсеместно, прослежен достаточно уверенно.

Верхненеоплейстоценовые регрессивные ательские образования квартера распространены локально. Заполняют долины палеорек врезанные верхнюю часть хазарского сейсмокомплекса А1-А3. Подошва врезов отчетливо фиксируется, как динамически выраженное двухфазное отражение.

Верхненеоплейстоценовый сейсмокомплекс А3-А5 квартера (хвалынский) залегает с размывом. На профилях НЧ НСП характеризуется переслаиванием хорошо стратифицируемых сейсмопачек (горизонтально-слоистый тип записи с чередованием высоко- и низкоамплитудных отражающих пачек) с «акустически прозрачными» линзами. В стратифицированных пачках наблюдаются выклинивания и литологические замещения слоев. Коррелируется горизонтом А5 – граница 1-2-фазной четкой записи сопоставляемая с подошвой голоцена. Прослежен уверенно, в западной части размыт полностью.

Нижнеголоценовый сейсмокомплекс А5-А6 квартера (мангышлакский) распространен практически повсеместно, он заполнил долины палеорек врезанные в хвалынский сейсмокомплекс. На высокочастотных записях отчетливо проявляется тонкослоистое строение выполняющих отложений. На более низкочастотных записях обширная срезанная область выражена хуже, и, зачастую, ее положение определяется только по усилению реверберационных помех. Прослежен достаточно уверенно.

Средне-верхнеголоценовый сейсмокомплекс А6-Д квартера (новокаспийский) залегает с размывом, распространен повсеместно. Сейсмозапись – непрерывная параллельно-слоистая. Прослежен уверенно.

В работе использованы данные, полученные по государственному контракту 49/01/16-5.

Список литературы

1. *Шкатова В.К., Шейков А.А.* «Региональные сейсмостратиграфия и стратиграфия Каспийского региона в квартере» // Материалы XXI Международной Научной конференции (Школы) по морской геологии, г. Москва, ИО РАН, 2015, Т. III. С. 363–367.



2. *Шкатова В.К., Шейков А.А.* «Подразделения региональных стратиграфической и сейсмостратиграфической схем квартера Каспийского региона, используемых в актуализированных Скифской и Центрально-Европейской легендах Госгеолкартах-1000/3» // «Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России». Материалы Межведомственного рабочего совещания, СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2016. С. 184–187.

ОТРАЖЕНИЕ РЕГРЕССИВНЫХ СОБЫТИЙ КВАРТЕРА В АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

QUARTERNARY REGRESSIVE EVENTS IN THE CASPIAN SEA

А.А. Шейков[1], В.К. Шкатова[2]

[1] «Южморгеолгия», Геленджик, Россия
sheykovaa@ymg.ru
[2] Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия
Valentina_Shkatova@vsegei.ru

A.A. Sheykov[1], V.K. Shkatova[2]

[1] Yuzhmorgeologiya, Gelendzhik, Russia
[2] A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St.-Petersburg, Russia

Геологические карты как концентрированная форма отображения геологической информации были, есть и будут главным результатом работ геологов. При составлении геологических карт используется готовая стратиграфическая основа в виде серийных легенд, базирующихся на стратиграфических схемах, предварительно подготовленных и утвержденных для соответствующих серий листов. Детальностью и достоверностью их определяется качество геологической карты.

Изучение четвертичных образований Каспийского региона началось более 100 лет назад. Однако только во второй половине прошлого столетия (1964 г.) была принята первая местная стратиграфическая схема для территории Нижней Волги и Прикаспия. Первая региональная схема для Нижневолжского региона с местными подразделениями отдельно для Нижнего Поволжья и Прикаспия была принята и опубликована в 1986 г. В обеих схемах нижняя граница четвертичной системы была на уровне 0,7 млн лет. Эти схемы легли в основу Госгеолкарт 200/1, 1000/1 и 1000/2 (новая серия) на территорию Нижнего Поволжья и Прикаспия.

В конце прошлого столетия (1999 г.) в связи с подготовкой Нижневолжской серийной легенды для Госгеолкарты-200/2 (второе издание) были утверждены РМСК по Центру и Югу Русской платформы изменения и дополнения в первую региональную схему Нижневолжского региона с нижней границей на уровне 1,8 млн лет. В дальнейшем схема Нижневолжского региона использовалась в Центрально-Европейской серии листов ГГК-1000/3 (третье поколение). Все перечисленные выше схемы были построены без учета материалов по акватории Каспия. Поэтому региональные схемы, как правило, состояли из трансгрессивных горизонтов, изученных по разрезам и скважинам на суше, а регрессивные горизонты (в последней схеме выделены только три), изученные по материалам разрезов суши, были довольно проблематичными.

С начала нынешнего столетия активизировались работы по составлению Госгеолкарт-200/2 и 1000/3 на территорию Нижней Волги и Прикаспия, в которых обязательным элементом стало картирование акватории. Параллельно с созданием комплектов листов Госгеолкарт и сводных Карт четвертичных образований проводилась работа над новой региональной стратиграфической схемой квартера Каспийского региона (автор В.К. Шкатова), которая в 2014 г. была рассмотрена и одобрена СК РМСК.

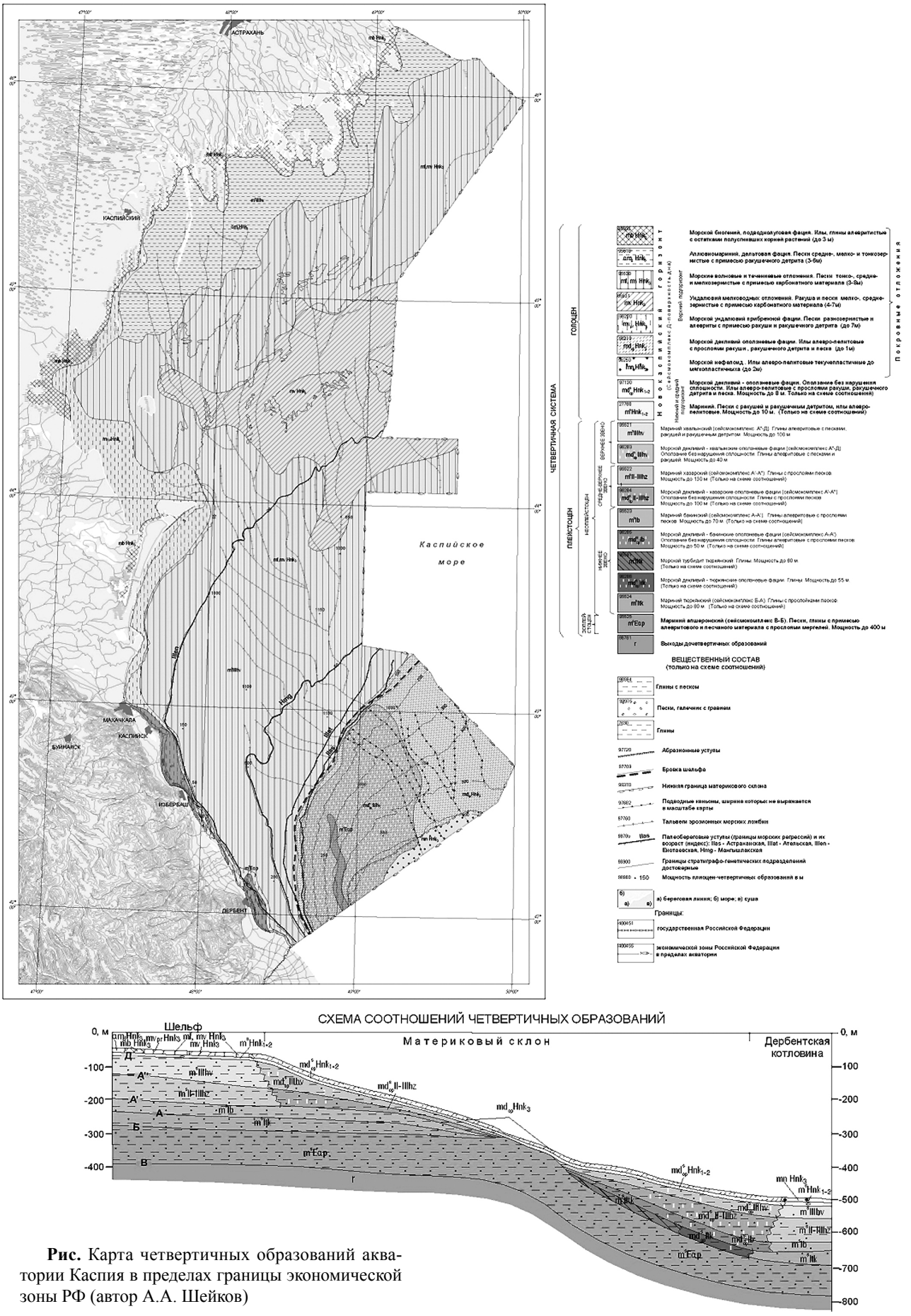


Рис. Карта четвертичных образований акватории Каспия в пределах границы экономической зоны РФ (автор А.А. Шейков)

Материалы по картированию акватории Северного и Среднего Каспия 200/2 и 1000/3, включающие керны инженерно-геологических скважин, грунтовые колонки и высокоразрешающие сейсмоакустические профили, изученные комплексным методом, позволили подтвердить ранее зафиксированные на суше регрессивные уровни (горизонты) Каспия, которые в акватории фиксировалось мелководными, дельтовыми, авандельтовыми и озерными образованиями. На карте четвертичных образований акватории Каспия (автор А.А. Шейков) отражены 4 границы морских регрессий (из 6 выделенных в неоплейстоцен-голоцене): черноярская (астраханская), ательская, енотаевская и мангышлакская (рис.). Современное геологическое изучение Каспийского моря позволило создать региональную сейсмостратиграфическую схему акватории Каспия (автор А.А. Шейков), которая в 2016 г. была рассмотрена и одобрена СК РМСК. Региональные схемы для суши и акватории [Шкатова, Шейков, 2015, 2016] вошли в актуализированные серийные легенды 1000/3 – Скифскую и Центрально-Европейскую.

Новая граница неоген-квартера, отраженная в новых региональных схемах на уровне 2,6 млн лет, совпадает с инверсией Гаусс-Матуяма. В Каспийском регионе она зафиксирована внутри морских отложений среднего акчагыла по границе подгоризонтов – урдинского (неоген, верхний плиоцен) с прямой полярностью Гаусс и узенского (квартер, нижняя часть плейстоцена в объеме гелазия) с обратной полярностью Матуяма. На этом рубеже отмечается довольно значительный рост частоты палеомагнитных инверсий и регрессия.

Список литературы

1. *Шкатова В.К., Шейков А.А.* Региональные сейсмостратиграфия и стратиграфия Каспийского региона в квартере // Материалы XXI Межд. научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». М.: ГЕОС, 2015. Т. III. С. 363–367.

2. *Шкатова В.К., Шейков А.А.* Подразделения региональных стратиграфической и сейсмостратиграфической схем квартера Каспийского региона, используемых в актуализированных Скифской и Центрально-Европейской серийных легендах Госгеолкарты-1000/3 // Материалы Межведомственного рабочего совещания «Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России». СПБ: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. С. 184–187.

ВНЕЛЕДНИКОВОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – НОВЫЕ ФАКТЫ И ДОКАЗАТЕЛЬСТВА

NON-GLACIATED DEVELOPMENT OF NORTH-WESTERN SIBERIA IN THE PLEISTOCENE – NEW FACTS AND EVIDENCE

В.С. Шейнкман, С.Н. Седов

Тюменский индустриальный университет, Тюменский государственный университет,
Институт криосферы Земли ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, Тюмень, Россия
vlad.sheinkman@mail.ru

V.S. Sheinkman, S.N. Sedov

Tyumen Industrial University, Tyumen State University,
Earth's Cryosphere Institute of the Federal Research Center «Tyumen Science Center»,
SB RAS, Tyumen, Russia

Сегодня остро дискутируется вопрос, какие гляциальные явления на севере Западной Сибири, и как, сосуществовали с многолетнемерзлыми породами (ММП), причем материалы, полученные недавно, ставят новые акценты в представлениях о событиях квартера [Кузин, 2005]. Некото-

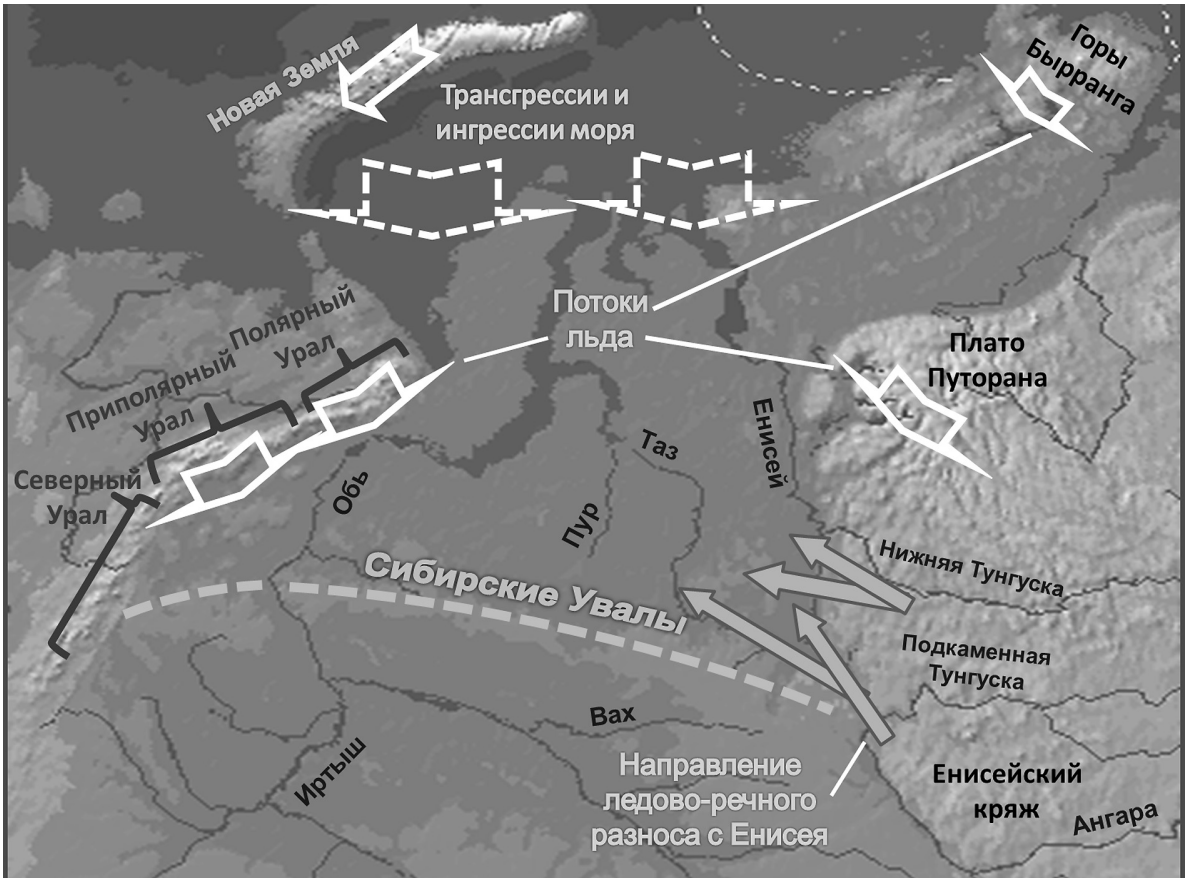


Рис. 1. Горные сооружения севера Западной Сибири и схема воздействия доминирующих процессов на его территорию в плейстоцене

рые исследователи считают [Архипов, 2000], что в криохроны север Западной Сибири покрывал ледниковый щит, занимая область ММП, но взаимоотношение с ними обходят стороной. Хотя при взаимодействии ледников и ММП остаются распознаваемые следы, анализ которых с позиций криоразнообразия [Шейнкман, Мельников, 2014] дает возможность всесторонне освещать развитие порожденных холодом явлений. Изучение наиболее репрезентативных из них позволило авторам получить новые данные, говорящие о внеледниковом развитии региона, причем за точку отсчета были взяты Сибирские Увалы (рис. 1) и территория к северу от них, поскольку в их строении хорошо отражены основные события квартера. Сегодня здесь лежит область редко островной криолитозоны, в криохроны ее сменяла зона сплошной мерзлоты, но сторонники ледникового щита считают Увалы мореной и территорию севернее – зоной гляциального воздействия, к реликтам которого они относят встречаемые в регионе эрратические валуны и крупные залежи пластовых льдов.

Подтвердив вывод [Кузин, 2005], что на изучаемой части бассейна Оби в Приуралье валуны это породы с Урала, а восточнее – с правобережья Енисея, авторы выяснили, что современные ледники на Урале и в Приенисейских горах относятся к малым азональным формам. На них фирновая линия примерно на 1 км ниже климатической снеговой линии, накопление снега идет большей частью за счет его сноса со склонов, и если бы не этот фактор, ледники здесь не сформировались бы, несмотря на холодный климат – из-за недостатка фонового питания. Будучи компонентом криолитозоны даже в условиях термохронов, продвинуться по своим долинам эти ледники могли лишь на 15–20 км за тысячелетие, т.е. около 150 км за криохрон 20-тысячелетнего, типичного для квартера цикла, и остановиться затем в предгорьях, что удостоверяет фиксация морен вдоль ледниковых долин. Тем более что дистальные морены разными методами датированы временем начала и середины позднего плейстоцена [Abramowski et al., 2006; Mangerud et al., 2008].

Изучение эрратических валунов показало, что они лишь вкраплены в толщу песчаного аллювия и фиксируются в верхней части террас, образованных при врезе рек, что хорошо отражено в строении

Сибирских Увалов. Из-за включений валунов они как раз принимались сторонниками ледникового щита за его морену. Но наше исследование выявило: Увалы это преимущественно тело превалирующей здесь 30–40-м речной террасы (итог поднятия блока пород вдоль молодых разломов), причем в ней есть палеопочвы, и их датирование показало время появления валунов. По почве под слоем валунов вверху террасы в долине р. Сабун (правый приток р. Вах) получена ^{14}C-дата 25693–27748 Cal BP (СО АН 7550), фиксирующая конец термохрона MIS-3, а над слоем валунов в долине р. Вах вблизи с. Корлики – разгар этого термохрона: 34740–35440 Cal BP (Beta 410187) [Sheinkman, 2016; Sheinkman et al., 2016]. Причем в песках вверху террасы встречены псевдоморфозы по полигонально-жильному (индикатор субаэрального седиментогенеза при температуре пород около –3 °С). Значит, слои с валунами сформированы в разное время, в большей степени привязаны ктермохрону MIS-3, а песчаные приповерхностные слои связаны с криохроном MIS-2.

В Приуральской части Увалов преобладают обломки пород с Урала, но восточнее, на правобережье Оби, доминируют породы со Средне-Сибирского плоскогорья. Сделанный в ходе наших исследований анализ химических элементов по всей толще осадков квартера показал отсутствие в ней признаков морского генезиса, что исключает ледово-морской разнос валунов, связанный с трансгрессией моря со стороны Арктики. Не могут они быть и мореной или результатом ее перемыва – характер таких отложений совершенно иной, тем более что лежат морены спускавшихся с гор ледников только в предгорьях. То, что валуны хорошо промыты, и лишь вкраплены в песчаный аллювий, говорит об их иной водной транспортировке – в ходе типичного для рек Сибири ледово-речного разноса. В долине р. Томь у г. Томска широко распространены, например, валуны, перенесенные с ледоходом на многие сотни километров с Кузнецкого Алатау. А поскольку [Yamskikh et al., 1999] мощные ледоходы и половодья в течение всего квартера были характерны на Енисее, валуны с его правобережья вполне могли переноситься тогда с льдинами в верховья рек Таз, Пур и Вах через невысокий водораздел у Сибирских Увалов (см. рис. 1).

Формируемые как представители горно-долинного, а не покровного оледенения, ледники при их отмирании, несмотря на приуроченность к криолитозоне, не могли быть погребены на геологически длительное время. Для образования нужного для этого теплозащитного плаща отложений в обстановке нивально-гляциальной зоны Сибири в обычной ситуации нет условий. Даже учитывая, что генезис многих залежей пластовых льдов до конца еще не ясен, особенно в плане взаимодействия различных мерзлотных процессов, проведенный авторами анализ выявил, что вопрос об отнесении таких льдов к реликтам покровных ледников отклоняется. С одной стороны, не могут быть приняты допущения о реальности захоронения и длительной сохранности льда ледников в Сибири, а с другой – условий здесь для развития материкового оледенения, как показали проведенные авторами исследования, нет.

Список литературы

1. *Архипов С.А.* Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 6. С. 792–799.

2. *Кузин И.Л.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб, Государственная полярная академия, 2005. 176 с.

3. *Шейнкман В.С., Мельников В.П.* Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2. С. 3–23.

4. *Abramowski U., Bergau A., Seebach D.* et al. 2006. Pleistocene glaciations of Central Asia: results from ^{10}Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan) and the Alay Turkestan range (Kyrgyzstan) // Quaternary Science Reviews. Vol. 25, 2006, pp. 1080–1096.

5. *Mangerud J., Gosseb J., Matiouchkov F.* et al. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // Quaternary Science Reviews. 2008, № 27, pp. 1047–1057.

6. *Sheinkman V.* Quaternary glaciation in North-Western Siberia: New evidence and interpretation // Quaternary International. Vol. 420.2016. P. 15–23.

7. *Sheinkman V.S., Sedov S.N. Shumilovskikh L.* et al. First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: Implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3. Quaternary International. Vol. 418. 2016. P. 132–146.

8. *Yamskikh A.F., Yamskikh A.A., Brown A.G.*, 1999. Siberian-type of the Quaternary Flood-Plain Sedimentation: the Example of the Yenisei River // Fluvial Processesы and Environmental Change. John Wiley and Sons, pp. 241–252.

НОВЫЙ ПОДХОД К МЕТОДИКЕ ТЕРМОЛЮМИНИСЦЕНТНОГО ДАТИРОВАНИЯ

A NEW APPROACH TO THE THERMOLUMINESCENCE DATING PROCEDURE

В.С. Шейнкман[1,2,3], О.А. Симонов[1,3], О.Е. Корнейчик[1,5], К.Ю. Куваев[4], А.И. Соколов[5]

[1] Институт криосферы Земли ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН
[2] Тюменский государственный университет, Тюмень
[3] Тюменский индустриальный университет, Тюмень
[4] Физико-технологический институт РАН, Москва, Россия
[5] Technoinfo Ltd, London, UK

V.S. Sheinkman[1,2,3], O.A. Simonov[1,2,3], O.E. Korneichik[1,5], K.Y. Kuvaev[4], A.I. Sokolov[5]

[1] Earth's Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Centre
[2] Tyumen State University
[3] Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia
[4] Physics and Technology Institute RAS, Moscow, Russia
[5] Technoinfo Ltd, London, UK

Термолюминесцентный (ТЛ) метод датирования четвертичных отложений использует в качестве таймера широко распространенные в них минералы-силикаты, и лучше всего как минерал-таймер работает экстрагированный из изучаемой породы кварц песчаной фракции. ТЛ датирование основано на простой, казалось бы, процедуре соотношения полученной таймером общей, в поле радиации породы дозы облучения, и мощности экспозиционной дозы данного поля в точке отбора пробы. Но простота эта кажущаяся.

Доза облучения минерала-таймера эквивалентна термически стимулированному в нем ТЛ выплеску, и в целом датирование заключается в регистрации и интерпретации этого выплеска. Традиционно процедура проводилась путем интегральной оценки ТЛ выплеска, что, как выяснилось [Шейнкман, 2013], имеет ряд существенных недостатков, связанных, прежде всего, с измерениями ТЛ сигнала в оптическом канале и добавочным облучением минерала-таймера в лаборатории для получения образцов с разной степенью насыщения их энергией облучения. Поэтому авторами была поставлена задача: найти подход, чтобы избежать искажений ТЛ сигнала, интерпретируемого как возрастная компонента. Это потребовало более глубокого понимания физического процесса, лежащего в основе метода, и построения физико-математической модели накопления центров свечения в кварце в природных условиях и формирования кинетики ТЛ процесса.

Дело в том, что тестируемый материал не идеален, это не изготовленный в заводских условиях датчик с заданными свойствами – неконтролируемые примеси в минерале-таймере и его лабораторное облучение, неадекватное природному облучению в поле породы, делают получаемый традиционно результат искаженным, причем контролировать искажения практически невозможно. Избежать их позволяет отказ от оптического канала измерений и от добавочного лабораторного облучения тестируемого минерала в полях, на порядки более сильных, чем естественное поле в отложениях, содержащих минерал-таймер. В ходе наших экспериментов было выяснено, что наиболее перспективен подход с использованием способа расчета возраста исследуемых отложений по максимуму пика излучения в тестируемом образце в зависимости от температуры его нагрева. Но для практической реализации такого подхода было необходимо использовать современный математический аппарат, прямое численное моделирование ТЛ процесса, последние достижения в плане создания элементной базы аппаратуры и новые инженерные подходы.

Теоретические основы новой методики строятся на подходах, предложенных в работах [Зацепин и др., 2006; Раков, 2007; Shlukov A.I., Sheinkman V.S.]. Расчетные формулы в рамках этого подхода предполагают равномерную скорость нагрева исследуемого образца, но проведенное нами численное моделирование различных конструкций на-

гревательного элемента показало, что это условие практически невозможно обеспечить. Реализация режима равномерного нагрева потребовала бы избыточного усложнения аппаратурной базы за счет систем управления температурой, избыточной мощности нагревателей, а так же вносила бы дополнительные ошибки в определение температуры образца.

Для преодоления данной проблемы нами было проведено математическое моделирование процесса и предложен модифицированный математический подход и расчет, учитывающий нагрев с переменной скоростью. Вводя в ранее известные формулы температуру как функцию времени эксперимента, получаем:

$$n_0 = [(T_{\max}{}^2)/T_c \cdot (c_1 b)/(\beta \cdot E) \cdot e^{(-T_c/T_{\max})} - c_1 \cdot (b-1) \cdot \int_0^{t_{\max}} \exp\left(-\frac{T_c}{T(t)}\right) dt]^{\frac{1}{1-b}}$$

$$n = \left[n_0^{1-b} + c_1 \cdot (b-1) \cdot \int_0^{t_{\max}} \exp\left(-\frac{T_c}{T(t)}\right) dt \right]^{\frac{1}{1-b}}$$

$$I_{TL} = \frac{c_1}{1-b} \cdot e^{-\frac{T_c}{T_{\max}}} \cdot \left(n_0^{1-b} + c_1 \cdot (b-1) \cdot \int_0^{t_{\max}} \exp\left(-\frac{T_c}{T(t)}\right) dt \right)$$

Возраст исследуемого образца вычисляется по прежней формуле:

$$t_{age} = \frac{N}{\beta \cdot E} \cdot \ln\left(\frac{1 - \frac{n_{\min}}{N}}{1 - \frac{n_0}{N}} \right),$$

где: t – время от начала нагрева в установке, T – температура пробы, выраженная как функция времени $T(t)$, t_{age} – возраст образца в тысячах лет, n – концентрация локализованных электронов в изучаемом образце, определенных по выплеску при $T_{\max}$ и $t_{\max}$, I_{TL} – интенсивность выплеска при $T_{\max}$ и $t_{\max}$, T_c = ?, c_1 = ?, n_0 – концентрация локализованных электронов до нагрева (накопленная), $n_{\min}$ – концентрация в отбеленном образце до нагрева, N – концентрация в насыщенном образце, β – дозная чувствительность минерала-таймера, E – экспозиционная доза в точке отбора, E_a – энергия термоактивации и s – частотный фактор.

Кроме неравномерности нагрева образца, вклад в ошибку определения возраста вносит целый ряд систематических и случайных факторов: 1) переменный фракционный и минералогический состав пробы; 2) точность и характеристики измерительной аппаратуры; 3) точность методов обработки данных. Задачу свести к минимуму влияние данных факторов на конечный результат можно реализовать разными путями. Но в первую очередь цель успешно достигается посредством использования прямого численного моделирования при проектировании установки, а также применение передовой элементной и компонентной базы и современного программного обеспечения.

Новая технология, таким образом, включает математическую модель используемого ТЛ процесса, компьютерную программу для расчетов определений возраста изучаемых пород и конструкцию прибора – счетчика ТЛ сигнала. На этом приборе при постоянном нагреве пробы регистрируется кривая ТЛ высвечивания, и полученная температура максимума ТЛ пика вводится в компьютерную программу определения абсолютного возраста.

Предварительная оценка результатов с использованием новых технологических подходов и их возможностей уже реально позволяет модифицировать предлагавшийся ранее подход [Шейнкман, 2013] и создать более совершенную технологию ТЛ датирования. Тем более что новые отечественные разработки [Раков, 2007] дают возможность минимизировать количество пробелов в физической модели ТЛ процесса и практических аспектах его применения.

Список литературы

1. *Шейнкман В.С.* Методы и технологии абсолютного датирования четвертичных образований // Новосибирск: Академическое издательство «Гео», Новосибирск, 2013. 83 с.

2. *Зацепин А.Ф., Бирюков Д.Ю., Кортов В.С.* Фотоэлектронная спектроскопия E› центров в кристаллическом и стеклообразном диоксиде кремния // Физика твердого тела, 2006, Т. 48. Вып. 2. С. 229–238.

3. *Раков Л.Т.* Научные основы применения структурных дефектов в кварце в качестве индикатора минералообразования // Дис. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. ФГУП ВНИИ минерального сырья им. М.Н. Федоровского, М., 2007. 329 с.

4. *Shlukov A.I., Sheinkman V.S.* Dating the highest Sediments of the Dead Sea Late Pleistocene. Precursor by new TT-technique // Quatern. International. V. 167–168, 2007, pp. 382.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВОДОЕМОВ КАРЕЛИИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ (ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА)

PALEOECOLOGICAL CONDITION OF THE LATE GLACIAL EVOLUTION OF THE KARELIAN LAKES (BASED ON DIATOM ANALYSES)

Т.С. Шелехова

ФГБНУ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия
Shelekh@krc.karelia.ru

T.S. Shelekhova

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia

В донных осадках малых озер Карелии широко представлены отложения позднеледниковья (аллереда и позднего дриаса) в пределах развития приледниковых водоемов, которые выделяются ленточными глинами, неяснослоистыми и массивными глинами, сезонно-слоистыми и гомогенными серыми алевритами. Однако, сведения о диатомовых комплексах позднеледниковья немногочисленны. В последние годы в результате бурения донных осадков в малых озерах было изучено около 10 разрезов, в которых вскрывались отложения позднеледниковья. В большинстве из них диатомовые комплексы представлены главным образом переотложенными единичными створками морских форм, среди которых встречаются: *Hyalodiscus radiatus, Paralia sulcata, Paralia sulcata var. crenulata, Navicula comoides, Coscinodiscus sp., Coscinodiscus subsalsus, Thalassiosira baltica, Podosira stelliger, Diploneis interrupta, Cocconeis scutellum, Grammatophora marina, Thalassiosira exentrica, Chaetoceros holsaticus,* силикофлагеллята *Distephanus speculum*. Кроме них в осадках выявлены и пресноводные также единичные створки *Aulacoseira spp*., *Aulacoseira distans var lyrata, Aulacoseira islandica ssp. helvetica, Stephanodiscus niagare, S. Astraea, S. astraea var. intermedius, Cyclotella ocelata*, *Cyclotella kuetzingiana var*. *radiosa*, *Fragilaria: F*. *brevistriata, F. construens, F. pinnata, Cymbella spp., Navicula* (*N.laterostrata N. radiosa, N. peregrina, N. reinhardtii), Nitzschia: N. denticula, N. acidoclinata, N. fonticola, N. angustata. Tabellaria flocculosa, Tetracyclus lacustris, Eunotia spp., Cymbella spp., Achnanthes spp., Anomoeoneis spp., Pinnularia spp., Tabellaria fenestrata*, *Caloneis schrödery*. Практически повсеместно в отложениях позднеледниковья встречаются многочисленные представители зеленых водорослей Pediastrum*: P. angulosum v. angulosum, P. boryanum v. boryanum, P. boryanum v. cornutum, P. boryanum v. longicorne, P. duplex, P. duplex v. rugulosum, P. integrum, Pediastrum kawraiski*, а также десмидиевые *Ephidatia műellery.* Довольно часто отложения позднеледниковья не содержат ископаемой диатомовой флоры, что свидетельствует о различной палеогеографической обстановке и прежде всего об отсутствии условий для ее развития: недостатке кислорода, кремнекислоты, консервации водоемов льдом или мутности поступающих талых ледниковых вод. Однако, в крупных приледниковых водоемах, например Онежском, существовавшем в позднеледниковье, кроме вышеназванных единичных створок диатомей в осадках выявлены холодолюбивые виды *Ellerbeckia arenaria*, *Gyrosigma acuminatum*, донные *Diploneis elliptica*, *D. finnica*, *D. parma*, *Navicula scutelloides.* Отличительной особенностью позднеледниковых отложений Прибеломорья является лишь большее разнообразие переотложенных морских и солоноватоводных форм, таких как *Melosira moniliformis*, *Navicula comoides*, *N. laterostrata*, *N. peregrina*, *Navicula* (*Sellaphora*) *pupula*, *N. radiosa*, *Rhopalodia spp.*, *Rhoicosphaenia sp.*

Удивительным своеобразием отличается диатомовый комплекс позднеледниковых (поздний дриас) отложений из малого озера на г. Воттоваара [Шелехова, 1999], в котором в качестве доминантов выступают донные *Caloneis bacillum*, *Navicula pseudoscutiformis*, *Diploneis marginestriata* и мелкие и грубостворчатые эпифиты *Fragilaria lapponica*, *F. pinnata* и *F. construens*. Причем створки диатомовых характеризуются очень мелкими размерами в пределах вида, отдельные формы часто уродливы, что свидетельствует о крайне неблагоприятных условиях развития.

Таким образом, диатомовый анализ отложений позднеледниковья позволяет говорить о холодных климатических условиях этого времени, о пульсирующем характере поступления в водоемы мутных талых ледниковых вод, иногда блокировке котловин мертвым льдом. Отсутствие или малочисленность створок ископаемой диатомовой флоры в подавляющем большинстве разрезов не позволяют получить достаточную информацию об этом временном интервале.

Список литературы

1. *Шелехова Т.С.* Эволюция природы ландшафтного комплексного заказника «Воттоваара» в позднеледниковье и голоцене // Вопросы геологии и палеоэкологии Карелии: по материалам конференции молодых ученых. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999 г. С. 39–44.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ПОЧВЫ И ПАЛЕОПОЧВЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ РЕКИ МЕДВЕДИЦЫ

COMPARATIVE STUDY OF RECENT SOIL AND PALEOSOIL WITHIN HOLOCENE DEPOSITS OF THE ABOVE FLOOD-PLAIN OF THE MEDVEDITSA RIVER

Г.В. Шипкова, Л.П. Ильина

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия
galina_shipkova@mail.ru

G.V. Shipkova, L.P. Ilyina

Institute of arid zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia

В настоящее время палеопочвы речных экосистем, в частности, голоценовые почвы среднего и нижнего течения р. Дон мало изучены. Пойма и терраса реки Медведицы сложены песками, суглинками, глинами плейстоцена и голоцена, дно песчаное. На склонах произрастают байрачные леса, псаммофитные и луговые растительные сообщества. Среди типичных почв наиболее распространены аллювиальные дерновые и луговые слоистые [Околелова, 2006]. Аллювиальные почвы речных пойм и дельт имеют сходный типоморфный состав почв и общий тренд их эволюции, обусловленный гидрологическими условиями почвообразования [Добровольский и др., 2011].

Почвенный разрез, включающий современную и палеопочву, был заложен на правом склоне первой надпойменной террасы нижнего течения реки Медведицы (окрестности хут. Седов Волгоградской области: 49°39,064′ N, 42°37,123′ E). Морфологические особенности и физико-химические показатели изучены стандартными методами [Теория и практика, 2006]. Датировка костей животных, найденных в горизонте АВ палеопочвы, проведена по ^{14}C в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана института наук о Земле СПбГУ. Содержание макроэлементов определено рентгенофлуоресцентным методом на Спектроскане МАКС-GV, рассчитаны коэффициенты выноса-накопления (К) и миграции ($К_м$) элементов [Вальков, Крыщенко, 1983].

В верхней части исследуемого почвенного разреза сформирована современная песчаная дерновая почва, сложенная эоловым материалом до глубины 08 см, под которой залегает лугово-аллювиальная палеопочва, подстилаемая темно-серыми глинами (рис. 1). По калиброванному возрасту 3280±140 лет (лабораторный номер ЛУ-8344) палеопочва относится к суббореальному периоду среднего голоцена (SB-3). По гранулометрическому составу современная почва – супесь пылевато-песчаная, палеопочва – супесь и легкий суглинок пылевато-песчаный с преобладанием среднего и мелкого песка. Подстилающая толща – средняя и тяжелая глина иловато-пылеватая с доминированием фрак-

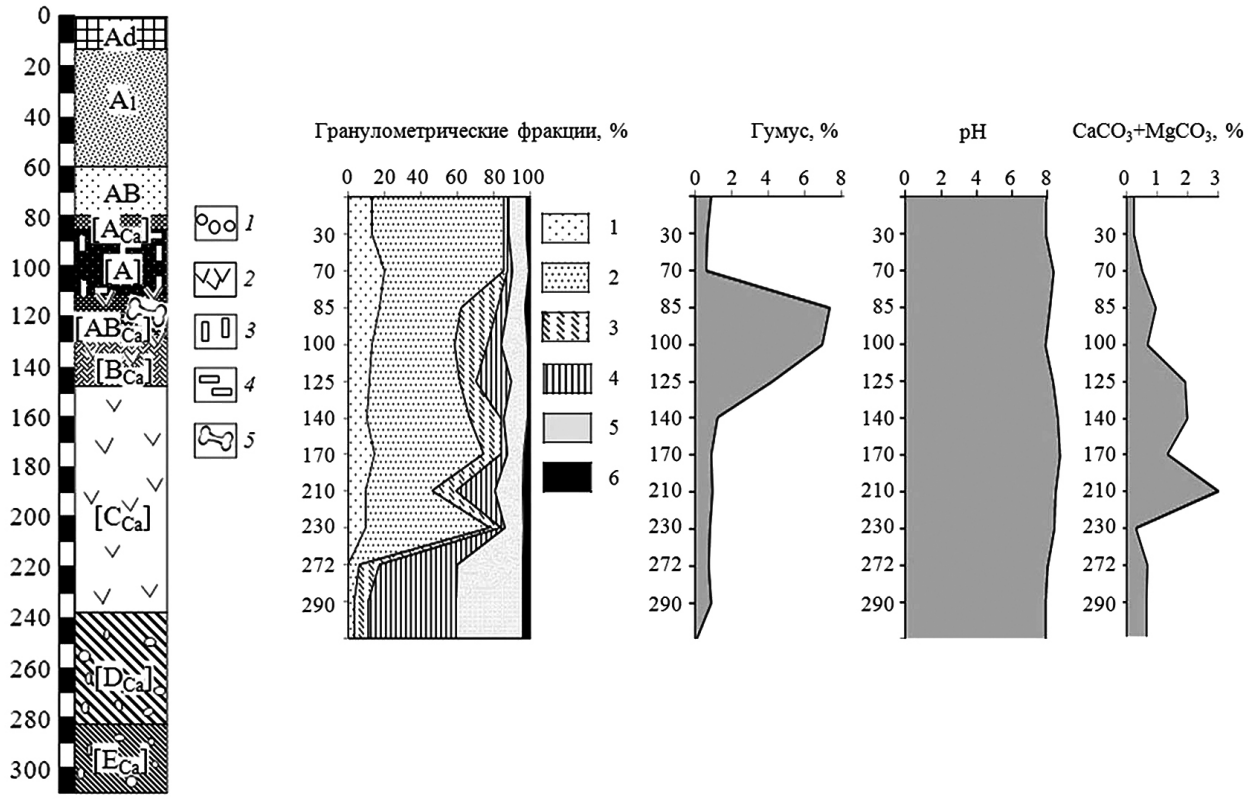


Рис. 1. Морфогенетический профиль и физико-химические свойства современной песчаной дерновой почвы и лугово-аллювиальной палеопочвы. Условные обозначения: *1* – белоглазка, *2* – карбонатная пропитка, *3* – железистые новообразования, *4* – червороины, *5* – кости. Гранулометрические фракции, в см: 1 – 1–0,25, 2 – 0,25–0,05, 3 – 0,05–0,01, 4 – 0,01–0,005, 5 – 0,005–0,001, 6 – <0,001

ции средней пыли (рис. 1). В профиле современной почвы содержание гумуса низкое (0,71%), в гумусово-аккумулятивном и переходном горизонтах палеопочвы среднее (4,22%) и высокое (7,41%), с глубиной уменьшается до 1%. Установлено, что значения реакции pH среды соответствуют щелочным условиям (8,0–8,8) (рис. 1).

Для профильного распределения карбонатов установлено, что интенсивность вскипания от 10% HCl увеличивается с глубиной. Содержание карбонатов в современной почве не превышает 0,5%. В профиле палеопочвы оно увеличивается от гумусовых горизонтов (0,7–1,0%) к горизонтам с карбонатной пропиткой и белоглазкой (1,3–3,0%). Отмечено, что в суглинистых «линзах» со сплошной карбонатной пропиткой доля карбонатов увеличивается до 3%, в песчаных «линзах» снижается до 0,3% за счет промытости от углесолей (рис. 1). В основной массе темно-серых глин содержание карбонатов не превышает 0,7%, что подтверждает развитие процесса десегрегации в условиях повышенной увлажненности нижних слоев при развитии поемного и аллювиального процессов. По степени засоления все почвенные горизонты не засолены, плотный остаток не превышает 0,04%.

Макроэлементный анализ показал, что для современной дерновой песчаной почвы ряд последовательности элементов следующий (%): SiO_2 (73,4–81,5) > Al_2O_3 (3,1–4,5) > CaO (0,4–3,2) > Fe_2O_3 (0,8–1,4) > K_2O (0,8–1,1) > MgO (0,3–0,8) > P_2O_5 (0,1–0,3); для лугово-аллювиальной палеопочвы: SiO_2 (50,1–82,6) > Al_2O_3 (2,7–14,9) > CaO (0,3–12,1) > Fe_2O_3 (0,7–6,6) > K_2O (0,7–2,3) > MgO (0,2–2,3) > P_2O_5 (0,1–0,9). Выявлена тенденция увеличения содержания Fe_2O_3, Al_2O_3 в глинистых и суглинистых горизонтах почв по сравнению с супесчаными слоями и особенно песчаными «линзами», а также возрастание доли CaO, MgO в горизонтах скопления карбонатов. К горизонту $[AB_{Ca}]$ палеопочвы приурочен культурный слой с остатками керамики и костей животных. В современной почве происходит вынос макроэлементов (К = 0,2). В профиле палеопочвы отмечен слабый вынос полуторных оксидов из гумусовых горизонтов (К = 0,9) и накопление их в горизонтах $[AB_{Ca}]$ и $[B_{Ca}]$ (К = 1,1). Щелочноземельным элементам (CaO + MgO) свойственна нисходящая миграция: вынос из гумусовых

горизонтов ($К_м$ = 0,8) и аккумуляция в горизонтах [$АВ_{Ca}$] и [$В_{Ca}$] ($К_м$ = 1,5).

Таким образом, выявлены морфогенетические, физико-химические различия современной и палеопочвы голоценовых отложений надпойменной террасы реки Медведицы. О более теплой палеоклиматической фазе в голоцене свидетельствует облегченный гранулометрический состав палеопочвы, слоистость ее профиля с образованием суглинистых и песчаных «линз» с карбонатной пропиткой, высокая гумусированность, а также развитие процессов выноса-накопления и миграции макроэлементов. По данным И.В. Иванова [1988] почвы речных пойм степного почвообразования в голоцене формировались на молодых отложениях, почвенный профиль их был незасоленным, несолонцеватым. Полученные нами данные подтверждают, что эволюция степных пойменных ландшафтов в голоцене происходит при активном развитии аллювиального и поемного процессов почвообразования.

Работа выполнена в рамках проекта РНФ (№ 16-17-10170) «Исследование динамики палеоэкологических изменений в Приазовье и Предкавказье в плейстоцен-голоцене на основе комплексных методов».

Список литературы

1. *Околелова А.А.* Фонд почвенно-генетического разнообразия и Красная книга почв Волгоградской области // Почвоведение, 2006. № 8. С. 1012–1018.

2. *Добровольский Г.В., Балабко П.Н., Стасюк Н.В., Быкова Е.П.* Аллювиальные почвы речных пойм и дельт и их зональные отличия // Аридные экосистемы, 2011. Т. 17. № 3(48). С. 5–13.

3. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.

4. *Вальков В.Ф., Крыщенко В.С.* Методы оценки валового состава почв в генетических исследованиях. Методические указания. Ростов-н/Д: РГУ, 1983. 22 с.

5. *Иванов И.В.* Природная эволюция почв степной зоны в голоцене: Автореф. дис. … д-ра геогр. наук. М., 1988. 37 с.

К ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ РЕКИ СВИРЬ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ИЗ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

TO LATE GLACIAL HISTORY OF THE RIVER SVIR: NEW DATA FROM THE SOUTH-EASTERN LADOGA REGION

М.В. Шитов, Н.Б. Лаврова, Л.В. Филимонова, А.В. Воробьева, А.А. Потапович

Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия
envigeo@yandex.ru

M.V. Sheetove, N.B. Lavrova, L.V. Filimonova, A.V. Vorobyeva, A.A. Potapovitch

Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia

Современные представления о времени возникновения р. Свирь и эволюции позднеледниковых палеобассейнов юго-восточного Приладожья основаны на данных об изменении условий осадконакопления в Онежском приледниковом озере (ОПО) и малых озер на его побережье, имевших с ним в прошлом связь («изоляционные контакты») [Saarnisto et al., 1995; Saarnisto et al., 2001; Демидов, 2004].

На этих данных основана схема И.Н. Демидова [Демидов, 2006], согласно которой установление стока из ОПО происходило сперва по сквозной долине Ошта–Тукша–Оять в беллинге–среднем дриасе, затем по раннеаллередской пра-Свири в приледниковый бассейн на месте Ладожского озера (озеро Рамзая?), потом в Белое море в районе Выгозера–Сегозера, через Видлицу в Ладогу в позднем

дриасе и, наконец, в конце позднего дриаса около 10,3–10,0 ^{14}C-лет назад – в Ладогу по современной р. Свирь. Эта схема во многом основывается на общих представлениях о положении края ледника в разное время и быстрых, значительных по амплитуде, гляциоизостатических поднятиях [Saarnisto et al., 1995; Демидов, 2005]. Прямые определения возраста древних береговых линий ОПО и геологических тел, связанных с возникновением стока в том или ином направлении до сих пор отсутствуют.

В ходе работ 2007–2016 гг. научно-исследовательской практики по четвертичной геологии Института наук о Земле СПбГУ разрезы позднеледниковых отложений, связанных с прорывом Свири были прослежены почти непрерывно от г. Подпорожья до урочища Кирпичный Завод выше устья р. Шоткуса, то есть на протяжении 100 км. В этих разрезах отложения долинного зандра пра-Свири представлены различными фациями – от валунного перлювия выше г. Подпорожья и типичных косослоистых грубозернистых песков в районе г. Лодейное Поле, до озерных горизонтально-слоистых песков субаквальной флювиогляциальной дельты.

Эти отложения слагают хорошо выраженные в современном рельефе террасы. Площадки этих террас понижаются от 50 м абс. высоты выше г. Подпорожье у пос. Варбеги до 12–16 м абс. высоты в районе г. Лодейное Поле, где на акватории 5 озер, расположенных на различных высотных отметках в пределах указанной террасы был произведен непрерывный отбор образцов донных отложений (торфяным буром) на максимальную мощность до 9,0 м. Для установления особенностей строения четвертичной толщи на побережьях этих озер были пройдены 7 скважин глубиной до 18 м. В 136 образцах из 5 разрезов донных отложений малых озер были определены ископаемые споры и пыльца (палинологи – Э.С. Плешивцева, Л.В. Филимонова, Л.А. Савельева), в 72 образцах определен гранулометрический состав терригенной составляющей осадка и получены данные о потерях при прокаливании; по базальным слоям сапропелей и подсапропелевому торфу в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований СПбГУ получено 5 ^{14}C-датировок. Кроме того, для реконструкции палеогидрологических событий позднеледниковья юго-восточного Приладожья использовались данные стратиграфического и палеогеокриологического изучения 9 опорных разрезов в обнажениях на берегах рек Оять, Паша и Свирь; в 3 из этих разрезов были получены 6 ^{14}C-датировок, относящихся к позднеледниковому времени.

В результате установлено, что отложения долинного зандра («древнесвирские») – грубозернистые косослоистые пески, слагающие террасу с отметками площадки 12–17 м абс. высоты – находятся в сложных латеральных контактах с горизонтально слоистыми озерно-ледниковыми песками, которые слагают полого наклоненную террасу с площадкой от 18–20 до 25–30 м абс. высоты, ограниченную хорошо выраженным тыловым швом на отметке 35 м абс. высоты. Это указывает на то, что прорыв вод ОПО и образование долинного зандра пра-Свири произошли в период, когда уровень регрессирующего озерно-ледникового бассейна (озеро Рамзая?) снизился с 35 до приблизительно 16–18 м абс. высоты. Судя по датировке, полученной по растительному детриту в разрезе на левом берегу р. Свирь в ур. Кирпичный Завод – 11810±100 л.н. (ЛУ-5873), это произошло на рубеже среднего дриаса и аллереда.

Снижение уровня приледникового бассейна в юго-восточном Приладожье на рубеже аллереда–позднего дриаса или в начале позднего дриаса фиксируется развитием криотурбированных пойменных почв на отметках около 15–16 м абс. высоты в разрезе на р. Паша у дер. Николаевщина, по которым получены датировки 10 790±80 (ЛУ-5875) и 10 990±100 (ЛУ-7981). Судя по характеру спорово-пыльцевых спектров (аналитик – Л.А. Савельева) и находкам макроспор *Selaginella* cf. *selaginoides* и *Selaginella helvetica* (аналитик – С.С. Попова) образование почв происходило в холодных и сухих условиях позднеледниковья, что указывает, возможно, на позднедриасовый возраст этих образований.

Верхний возрастной рубеж образования р. Свирь и время снижения уровня приледникового бассейна ниже отметок 12 м абс. высоты надежно устанавливаются по широкому распространению криогенных явлений – криотурбаций, шлировых криотекстур и псевдоморфоз по эпигенетическим ледяным клиньям вертикальной протяженностью до 4,5 м в верхней части древнесвирских отложений. Эти клинья могли образоваться только в субаэральных условиях при очень сильном похолодании. Такие условия на данной территории могли существовать только в позднем дриасе, что позволяет датировать снижение уровня приледникового бассейна несколько ранее максимума позднедриасового похолодания. Вероятно, указанная регрессивная фаза палеобассейна фиксируется и в разрезе на левом берегу р. Оять у дер. Чегла, где по растительному детриту в эстуарных отложениях на отметках около 7 м абс. высоты получены датировки 10 500±250 (ЛУ-7975), 10 520±90 (ЛУ-5876) и 10 590±130 (ЛУ-6400).

Менее надежные результаты дает определение времени заложения котловин малых озер в пределах 12–14-метровой террасы долинного зандра. Судя по результатам спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов, их заложение произошло в позднем дриасе, хотя нельзя исключать и более древнего возраста – на рубеже аллереда и позднего дриаса.

Таким образом, прорыв вод ОПО с образованием р. Свирь произошел в самом начале аллереда или несколько ранее, что находится в согласии с выводами И.Н. Демидова [Демидов, 2005, 2006]. Никаких геологических свидетельств последующего прекращения стока и второго – позднедриасового по И.Н. Демидову – прорыва вод ОПО и возобновления стока по Свири нами не установлено.

Список литературы

1. *Демидов И.Н.* Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.

2. *Демидов И.Н.* Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 134–142.

3. *Демидов И.Н.* О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 171–178.

4. *Saarnisto M., Gronlund T., Ekman I.* Lateglacial of lake Onega – contribution to the history of the Eastern Baltic Basin // Quaternary International. Vol. 27, pp. 111–120, 1995.

5. *Saarnisto M., Saarinen T.* Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines // Global and Planetary Change. Vol. 31, pp. 387–405, 2001.

ГРАНИЦЫ МОРСКИХ ТРАНСГРЕССИЙ КВАРТЕРА НА БЕРЕГАХ РОССИИ | QUARTERNARY MARINE LIMITS OF RUSSIAN COASTS

В.К. Шкатова, В.И. Астахов

Всероссийский геологический научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия
Valentina_Shkatova@vsegei.ru

V.K. Shkatova, V.I. Astakhov

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St.-Petersburg, Russia

Нами демонстрируется впервые составленная единая Схема распространения границ морских трансгрессий квартера, которая входит в комплект новой карты четвертичных образований Российской Федерации м-ба 1:2 500 000 в ГИС-формате. В основу Схемы положены прежде всего новые картографические материалы по четвертичной геологии листов Государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 (третье поколение) и м-ба 1:200 000 (издание второе). Учитывались также Государственные геологические карты 1:1 000 000 (новая серия), обзорные карты прежних лет, результаты комплексной интерпретации геологических и дистанционных данных и материалы новых публикаций по суше, прилегающей акватории, арктическим островам российских и зарубежных исследователей. Использованы и данные, полученные в рамках международных европейских программ PECHORA, QUEEN, APEX и «Система моря Лаптевых» [Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006; Möller et al., 2015; Система…, 2009; Астахов, Назаров, 2010].

На Северо-Западе и Севере Европейской России плейстоценовые трансгрессии древнее 130 тыс. лет известны фрагментарно по отдельным буровым скважинам и на Схеме не демонстрируются. На Схеме показаны бореальная имгинская межледниковые трансгрессии, а также интерстадиальная мезенская ингрессия середины позднего неоплейстоцена. Последняя подтверждена детальными исследованиями как на суше северо-восточной части Архангельской области [Larsen et al., 2006], так и на дне Печорского моря [Polyak et al., 2000]. Голоценовые трансгрессии, фиксирующиеся по обнаженным прибрежно-морским отложениям и по выраженным в рельефе береговым линиям на всех геологических

картах, имеют ограниченное распространение западнее 42° в.д. в районах, покрывавшихся последним Скандинавским ледником.

На севере Западной Сибири известно 5 плейстоценовых вторжений Ледовитого океана, но на Схеме показаны границы только лучше изученных межледниковых средне – и поздненеоплейстоценовых трансгрессий – обской (II_{1-3}), казанцевской (III_1) и каргинской (III_3). Возрастные индексы последних двух даны в соответствии с Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины 2000 г. Однако по новейшим геохронометрическим данным возраст казанцевской и каргинской трансгрессий должен быть древнее на один ледниково-межледниковый цикл [Svendsen et al., 2004; Астахов, Назаров, 2010].

Слои межледниковой трансгрессии позднего неоплейстоцена с обильной аркто-бореальной малакофауной ($mIII_1$) широко распространены на п-ове Таймыр, где разными авторами они коррелируются то с казанцевскими, то с каргинскими слоями Западной Сибири с аналогичной фауной. Слои второй морской трансгрессии позднего неоплейстоцена с бедной арктической фауной ($mIII_3$) слагают низкую цокольную террасу таймырского побережья Карского моря и арх. Норденшельда. Эта терраса, вложенная в верхний ледниковый комплекс, в ряде источников ошибочно именуется «каргинской», хотя и по фауне, и по положению в разрезе ее слои гораздо моложе перекрытых мореной каргинских образований енисейских стратотипов. Обе трансгрессии связаны с гляциоизостатическими прогибами: первая – конца среднего неоплейстоцена, вторая – главной стадии поздненеоплейстоценового оледенения. Голоценовая (Н) трансгрессия, в отличие от Кольского п-ова, в сибирской Арктике не образует высоко поднятых морских уровней. Это объясняется древностью главной стадии последнего оледенения (не менее 50 тыс. л.). Многочисленные хронометрические определения возраста методами AMS^{14}C, ЭПР и OSL (материалы Госгеолкарт-1000/3) позволили существенно уточнить последовательность и площади распространения морских трансгрессий в этом регионе.

На равнинных побережьях Восточной Арктики, за границей покровного оледенения, на поверхности практически нет морских образований. В дельте р. Колымы показана ингрессия – II_1, вероятно, связана с местным погружением дельты р. Колыма и на побережье Чаунской губы показана береговая линия позднего неоплейстоцена (III_1). На севере Новосибирских островов, где до сих пор лежит средненеоплейстоценовый глетчерный лед, наблюдаются следы морских трансгрессий с возрастом I-II, III_1и Н[1]. Граница межледникового моря с возрастом I-II, связана с вторжением моря в гляциоизостатический прогиб, оставленный деградирующим ледниковым покровом конца среднего неоплейстоцена [Басилян, Никольский, 2007]. Снижение амплитуд колебаний береговой линии и небольшие ее перемещения здесь обусловлены в основном глобальным эвстатическим фактором на фоне медленного опускания прибрежных низменностей. Побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского имеет типично трансгрессивный характер, наиболее ярко выраженный в голоцене [Bauch et al., 2001]. Под воздействием термоэрозиильдистый берег отступает, оставляя мелководный шельф с реликтовой мерзлотой [Система…, 2009].

На Северо-Востоке и Дальнем Востоке показаны границы первой поздненеоплейстоценовой (III_1) и нерасчлененной голоценовой (Н) трансгрессий. Только на Анадырской низменности Северо-Востока и на северном побережье Сахалина закартированы границы второй трансгрессии позднего неоплейстоцена (III_3). Голоценовая (Н) трансгрессия трассируется прерывистой полосой и отражает, вероятно, распространение максимальной среднеголоценовой трансгрессии с уровнем, близким к современному. Она имела наибольшее распространение на побережье Северо-Востока и Дальнего Востока, особенно на юго-востоке Чукотки (побережье Анадырского залива), на берегах Западной Камчатки, на юге Приохотья и на севере и юге Сахалина [Свиточ, 2003]. В то время как раннеголоценовая трансгрессия на суше не оставила следов, в отличие от шельфа, где ее отложения широко распространены [Короткий и др., 1990]. Позднеголоценовая трансгрессия распространена фрагментарно, что связано, вероятно, с ее малой продолжительностью и с размывом в настоящее время.

На юге и юго-востоке Европейской России в Каспийско-Черноморском регионе по материалам Госгеолкарт-1000/3 уточнены очертания хвалынской и новокаспийской трансгрессий (Шкатова и др., 2011). Фактического материала оказалось недостаточно для детального картографирования границ более древних трансгрессий.

Список литературы

1. *Астахов В.И., Назаров Д.В.* Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения, 2010. № 43. С. 36–47.

2. *Басилян А.Э., Никольский П.А.* Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь). Бюлл. КЧ, 2007, № 67. С. 76–84.

3. *Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Волков В.Г.* и др. Морские террасы западного Сахалина. Владивосток, 1990. 63 с.

4. *Свиточ А.А.* Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 362 с.

5. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Московского ун-та, 2009. 632 с.

6. *Шкатова В.К., Застрожнов А.С., Семенов В.М.* Карта среднемиоцен-четвертичных образований. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38-Пятигорск. Объяснительная записка. – СПБ. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. С. 66–100.

7. *Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E.* et al. Chronology of the Holocene transgressions at the North Siberian Margins // Global and Planetary Change, 2001. Vol. 31. P. 125–139.

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

9. *Möller P., Alexanderson H., Funder S., Hjort C.* The Taimyr Peninsula and the Severnaya Zemlya archipelago, Arctic Russia: a synthesis of glacial history and palaeo-environmental change during the Last Glacial cycle (MIS 5e-2) // Quaternary Science Reviews, 2015. Vol. 107. P. 149–181.

10. *Polyak L., Gataullin V.N., Okuneva O. & Stelle V.* New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea // Geology, 2000. Vol. 28. P. 611–614.

11. *Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I.* et al. Late Quaternaryicesheethistory of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.

РАЗНОНАПРАВЛЕННОЕ РАЗВИТИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

THE DIFFERENT DEVELOPMENT OF THE RUSSIAN ARCTIC CRYOLITHOZONE IN THE PLECTOCENE UNDER THE EFFECT OF NEOTECTONIC AND CLIMATIC PROCESSES

Н.А. Шполянская

МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия
nellashpol@yandex.ru

Shpolyanskaya N.A.

M.V. Lomonosov Moscow State University, geography faculty, Moscow, Russia

Известна давняя непрекращающаяся дискуссия по поводу развития Российского Севера в четвертичную эпоху. Главные пункты спора – 1) были ли покровные ледники на суше и шельфе, 2) причины колебания уровня моря. По первому пункту взгляды разнятся от признания существования обширных покровных ледников до утверждения наличия обширных морских трансгрессий. По второму пункту утвердилось мнение, что основная причина – это гляциоэвстатические и гляциоизостатические процессы. Некоторые ответы на эти вопросы дает исследование криолитозоны Российского Севера. Подземные льды, содержащиеся в вечной мерзлоте, формируясь в определенных геологических и физико-географических условиях, приобретают индивидуальные черты, которые сохраняются навсегда. Поэтому палеогеографическая информативность льдов велика. Закономерности распространения разнотипных льдов выявляют историю развития районов.

Главная черта в распространении подземных льдов на Российском Севере – резкое различие между западным и восточным секторами Арктики. В западном секторе преобладают пластовые льды, а в восточном почти целиком распространены полигонально-жильные льды. Генетически это принципиально разные образования, и отмеченное различие указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.

Западный сектор Арктики. На равнинах Западной Сибири и северо-востока Европейской России преобладают пластовые льды. Одни авторы считают их погребенными остатками древнего покровного ледника, другие – первичными внутригрунтовыми образованиями. Наши исследования [Шполянская, 2015] показали, что пластовые льды разнородны и среди них имеют место и внутригрунтовые, и погребенные льды. Но наиболее распространены льды, которые мы назвали *изначально субмаринными льдами.* Они залегают в отложениях всех эпох плейстоцена кроме поздневалдайской и голоценовой, поэтому освещают палеогеографию всего плейстоцена. Льды приурочены к дислоцированным морским засоленным отложениям, представлены ледогрунтовыми образованиями с высоко сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев очень сложной конфигурации. Все это вместе с микростроением льда указывает на субаквальное происхождении льдов. Они развиты только в морских отложениях, росли при морском осадконакоплении в достаточно глубоководных условиях моря при одновременном накоплении и промерзании донных осадков. Возможность субаквального льдообразования в Арктических морях была предложена автором ранее [Шполянская, 2015]. Было установлено, что при глубинах моря от ~50 до 250 м создаются условия для промерзания донных осадков. По мере накопления осадков снизу вверх нарастает мерзлая льдистая толща сингенетического типа.

Льды субмаринного генезиса наиболее часто встречаются в отложениях казанцевской межледниковой эпохи. Формировались в период морской трансгрессии, заведомо в отсутствие оледенения. На западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдарацкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности они залегают и в отложениях зырянской ледниковой эпохи, и в перекрывающих их слоях каргинской межледниковой эпохи. Их присутствие указывает на сохранявшийся там во все эти эпохи морской режим и на отсутствие ледникового покрова.

В поздневалдайскую ледниковую эпоху регион развивался в континентальном режиме. На это указывает отсутствие в отложениях пластовых льдов и присутствие полигонально-жильных льдов. Это же указывает на отсутствие здесь в эту эпоху покровного оледенения.

На Западно-Арктическом шельфе пластовые льды тоже широко распространены, встречены на глубоких (>50 м) участках моря, например, у Карских Ворот и на Русановской площади. Находятся в стадии роста [Бондарев и др., 2001; Мельников, Спесивцев, 1995; Рокос и др., 2009]. На мелководных участках шельфа развита реликтовая мерзлота, без пластовых льдов. Льды на Баренцево-Карском шельфе по своему строению и условиям залегания аналогичны пластовым льдам на равнинах. Их однотипность указывает на то, что равнины западного сектора Российской Арктики – морские равнины, в их отложениях зафиксированы процессы, протекавшие на древнем шельфе.

Из всего сказанного можно заключить, что большую часть плейстоцена (исключая сартанскую эпоху) север западного сектора Арктики развивался в трансгрессивном режиме. Покровного оледенения на равнинах не было.

Восточный сектор Арктики. На равнинах Восточной Сибири и Северо-Востока России развиты почти целиком полигонально-жильные льды. Они формируются только в континентальных условиях, преимущественно в условиях озерно-аллювиального или лайдово-морского осадконакопления. Не могут формироваться в море и под ледниковыми покровами. Их присутствие в отложениях всех этапов плейстоцена, говорит о континентальном развитии региона и отсутствии ледников в течение всего плейстоцена.

На Восточно-Арктическом шельфе подземные льды, в отличие от Западно-Арктического, целиком реликтовые [Романовский, Тумской, 2011]. Шельф мелкий, здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс каргинско-сартанского возраста. Это тоже указывает на континентальное развитие региона в течение плейстоцена в условиях сурового климата и при отсутствии ледникового покрова

Обсуждение фактического материала и выводы

1. На равнинах Российского севера покровных оледенений в плейстоцене не было восточнее полуострова Канин.

2. Два сектора Арктики развивались в плейстоцене по-разному, и это имеет важные последствия: не прослеживается принятая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря». В Западном секторе и в ледниковые, и в межледниковые эпохи существовал трансгрессивный режим и морское осадконакопление. В Восточном секторе

во все эпохи был континентальный режим и преимущественно озерно-аллювиальное и лагунное осадконакопление.

3. Это, в свою очередь, полностью исключает гляциоэвстатику и гляциоизостазию как главную причину колебаний уровня моря и выдвигает на первый план региональные тектонические процессы. Дно Арктического океана располагается на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит, вследствие чего океан в своей структуре имеет две изолированные и разнородные океанические впадины: на западе Евразийская, с океанической корой, замкнутая с востока хребтом Ломоносова, на востоке Амеразийская с преимущественно континентальной корой [Ханин, Лимонов, 2004; Лаверов и др., 2012]. В Западном секторе под влиянием спрединга в срединно-океаническом хребте Гаккеля происходят периодические изменения объема впадины океана, что и вызывает трансгрессии и регрессии моря. В Восточном секторе, при устойчивой континентальной коре, были лишь мелкие подвижки, не приводившие в плейстоцене к трансгрессиям.

Список литературы

1. *Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В.* Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. тр., Книга 1. Апатиты, Кольский научный центр, 2001. С. 15–19.

2. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Л., Шипилов Э.В.* Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика, 2012, № 2 (6). С. 4–19.

3. *Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А., Куликов С.Н., Локтев А.С.* Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал, 2009, № 10. С. 38–41.

4. *Романовский Н.Н., Тумской В.Е.* Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. Т. XV, № 1, 2011. С. 3–14.

5. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника. М.: «Геомодель–Консалтинг», 2004. 269 с.

6. *Шполянская Н.А.* Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. Москва–Ижевск, АНО Институт компьютерных исследований, 2015. 345 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ В ИЗУЧЕНИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ ДЕНИСОВА ПЕЩЕРА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ АЛТАЯ

NEW DATA IN THE STUDY OF PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE DENISOVA CAVE PALEOLITHIC SITE IN NORTH-WEST ALTAI

М.В. Шуньков[1], Н.С. Болиховская[1,2], М.Б. Козликин[1], В.А. Ульянов[1,2]

[1] Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск
shunkov@archaeology.nsc.ru
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва
nbolikh@geogr.msu.ru

M.V. Shunkov[1], N.S. Bolikhovskaya[1,2], M.B. Kozlikin[1], V.A. Ulyanov[1,2]

[1] Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk
[2] M.V.Lomonosov Moscow State University, Moscow

Археологический памятник Денисова Пещера, расположенный в низкогорно-среднегорной зоне северо-западного Алтая, относится к числу наиболее представительных объектов изучения культуры и эволюции природной среды времени обитания палеолитического человека на территории Север-

ной Евразии. Толща рыхлых отложений пещеры, содержащая культурные остатки от раннего этапа среднего палеолита до эпохи Средневековья, является в настоящее время опорным разрезом для изучения древнейшей истории региона. Результаты археологических, антропологических, а также комплексных палеогеографических и геохронологических исследований опубликованы в серии монографий и научных статей.

Пещера состоит из системы галерей, сообщающихся через центральный зал. Палинологический анализ отложений центрального зала и предвходовой площадки, выполненный Е.М. Малаевой в 1992–1997 гг., позволил реконструировать изменения растительности и климата, происходившие на прилегающем к пещере участке долины р. Ануй в период от тобольского межледниковья до сартанского оледенения включительно [Природная среда…, 2003].

С 2005 г. ведутся археологические и комплексные палеогеографические исследования рыхлых отложений в восточной галерее Денисовой пещеры. В ходе этих работ установлено, что вскрытая здесь толща по литологическому строению отличается от опорного разреза центрального зала. Толща рыхлых отложений в восточной галерее состоит из 17 литологических слоев, представленных преимущественно суглинками, легкого, среднего или тяжелого гранулометрического состава, разной мощности и окраски, в разной степени насыщенных обломками коренных пород, детритом, костными остатками крупных и мелких млекопитающих и их копролитами. В разрезе выделено три пачки слоев, разделенных четкими перерывами осадконакопления.

Археологические материалы в пределах слоев 17 и 16 не обнаружены. Наиболее древний культурно-хронологический комплекс, соответствующий раннему этапу среднего палеолита, представлен археологическими материалами из слоев 15 и 14. Основу орудийного набора в этом комплексе составляют различные типы скребел, зубчатых, выемчатых и шиповидных орудий. Дальнейшее развитие среднепалеолитического комплекса демонстрируют материалы из слоев 13, 12 и нижней части слоя 11. Первичное расщепление в индустриях из этой части разреза характеризуется развитой леваллуазской острийно-пластинчатой технологией. В орудийном наборе, на фоне преобладания различных типов скребел, присутствует хорошо выраженный верхнепалеолитический компонент. Начальная стадия верхнего палеолита представлена материалами из слоев 11.2 и 11.1. Технологию первичного расщепления в этой индустрии характеризуют различные типы параллельных плоскостных ядрищ, имеются торцовые и подпризматические нуклеусы. Вместе с каменной индустрией обнаружены разнообразные подвески, пронизки, бусины, кольца из зубов и костей животных, бивня мамонта и различных пород поделочного камня. Отложения слоя 9 содержат артефакты заключительной стадии верхнего палеолита.

В верхней части слоя 12 найдена концевая фаланга кисти *Homo*, принадлежавшая, вероятно, взрослому мужчине-неандертальцу, а в отложениях слоя 11.4 – проксимальная фаланга стопы взрослой женщины неандертальского типа. В слое 11.2 была обнаружена сенсационная антропологическая находка – фаланга мизинца девочки, по результатам палеогенетического анализа которой установлен новый таксон ископаемых гоминин, – человек алтайский или денисовец [Krause et al., 2010].

По образцу кости из слоя 11.2 была получена ^{14}C (AMS)-дата 50 300±2200 л.н. (OxA-V-2359-16), относящая время его накопления к началу каргинского теплого этапа.

Подробное опробование отложений всех слоев плейстоцена в восточной галерее и полученные к настоящему времени результаты их палинологического анализа позволили выполнить климатостратиграфическое расчленение среднеплейстоценовых и позднеплейстоценовых отложений, охарактеризовать изменения состава палинофлор и реконструировать основные этапы развития растительности и климата времени их формирования [Болиховская и др., 2017]. Накопление осадков слоев 9–17 в восточной галерее происходило на протяжении более 200-тысячелетнего периода среднего и позднего плейстоцена, характеризовавшегося сменами ландшафтно-климатических обстановок времени самаровского оледенения и всех последующих межледниковых и ледниковых периодов до сартанского позднеледниковья включительно.

В самаровское время (период накопления слоев 17 и, возможно, 16) окрестности пещеры занимали горно-тундровые ценозы – ерники с преобладанием *Betula rotundifolia* и участием *Duschekia fruticosa, Juniperus*. Для времени ширтинского межледниковья (образование слоев 13 и 14) реконструированы четыре фазы развития смешанных и широколиственных лесов из ели, сосны, березы, ольхи, граба (*Carpinus cordata*, *C. betulus*), дуба (*Quercus* cf. *mongolica, Q. Robur*), липы (*Tilia sibirica, T. Cordata*), вяза (*Ulmus* spp.), а также лесостепей. Перигляциальные обстановки времени тазовского оледенения (формирование слоя 12.3 и нижней части слоя 12.2) характеризуются последовательными сменами ландшафтов лесотундры, тундро-лесостепи, тундры, тундро-степи, перигляциальной степи и тундро-степи. В казанцевское межледниковье (образование нижней части слоя 11.4, слоя 12.1 и верхней части слоя 12.2) в значительно более

сухом, чем современный, климате были развиты открытые ландшафты с почти повсеместным распространением степных и лугово-степных травяно-кустарничковых сообществ. В оптимальную фазу доминировали долинные вязово-ольховые леса. Установлены пять фаз в развитии перигляциальной растительности ермаковского оледенения (слой 11.3–верхняя часть слоя 11.4): 1 – ольховниково-ерниковая тундра, 2 – лиственнично-кедровое редколесье, 3 – межстадиальные степи, 4 – тундро-степи и 5 – степи с елово-кедровыми редколесьями). В развитии растительности каргинского времени (слои 11.1 и 11.2) прослежены смены межстадиальных обстановок (степных и лугово-степных ценозов с участками лесов из дуба, ясеня, липы и др.) перигляциальными ландшафтами стадиальных похолоданий. Так, во время формирования слоя 11.2 в окрестностях пещеры доминировали открытые горно-степные ландшафты. Превалировавшие сначала межстадиальные (близкие к межледниковым) злаково-разнотравные степи впоследствии сменились разнотравно-злаковыми степями с кустарниковыми зарослями из ольховника *Duschekia fruticosa*, можжевельника и волчеягодника *Daphne mezereum*. Реконструированы три смены межстадиальных и стадиальных перигляциальных обстановок сартанского позднеледниковья (слой 9): еловых с примесью кедра лесов, тундро-степей и горных лесостепей. Согласно палинологическим данным, отложения, отвечавшие пессимуму сартанского ледникового времени, в разрезе восточной галереи пещеры отсутствуют.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-50-00036).

Список литературы

1. *Болиховская Н.С., Козликин М.Б., Шуньков М.В., Ульянов В.А., Фаустов С.С.* Новые данные в палинологии уникального памятника палеолита Денисова пещера на северо-западе Алтая // Бюлл. МОИП. Отдел биологический. 2017. № 4 (в печати).

2. Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая / А.П. Деревянко, М.В. Шуньков, А.К. Агаджанян, Г.Ф. Барышников, Е.М. Малаева, В.А. Ульянов, Н.А. Кулик, А.В. Постнов, А.А. Анойкин. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. 448 с.

3. *Krause J., Fu Q., Good J.M., Viola B., Shunkov M.V., Derevianko A.P., Pääbo S.* The complete mitochondrial DNA genome of an unknown hominin from southern Siberia // Nature. 2010. Vol. 464, N 7290. P. 894–897.

ПРИРОДНАЯ СРЕДА И КУЛЬТУРА ОХОТНИКОВ И СОБИРАТЕЛЕЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ В РАННЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

NATURAL ENVIRONMENT AND CULTURE OF HUNTERS AND GATHERERS OF THE WESTERN CISCAUCASIA IN THE EARLY PLEISTOCENE

В.Е. Щелинский

Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия
shchelinsky@yandex.ru

V.E. Shchelinsky

Institute for the History of the Material Culture RAS, St. Petersburg, Russia

Западное Предкавказье, относящееся к степной зоне Азово-Черноморского региона, является одной из основных в России территорий сосредоточения древнейших раннепалеолитических памятников. Здесь выявлено шесть раннепалеолитических стоянок (Родники 1-4, Богатыри/Синяя Балка и Кермек), имеющих эоплейстоценовый возраст [Щелинский, 2014; Щелинский и др., 2015, 2016; Shchelinsky et al., 2010, 2016]. Показательно, что в этом регионе исследован также ряд местонахождений ранне-

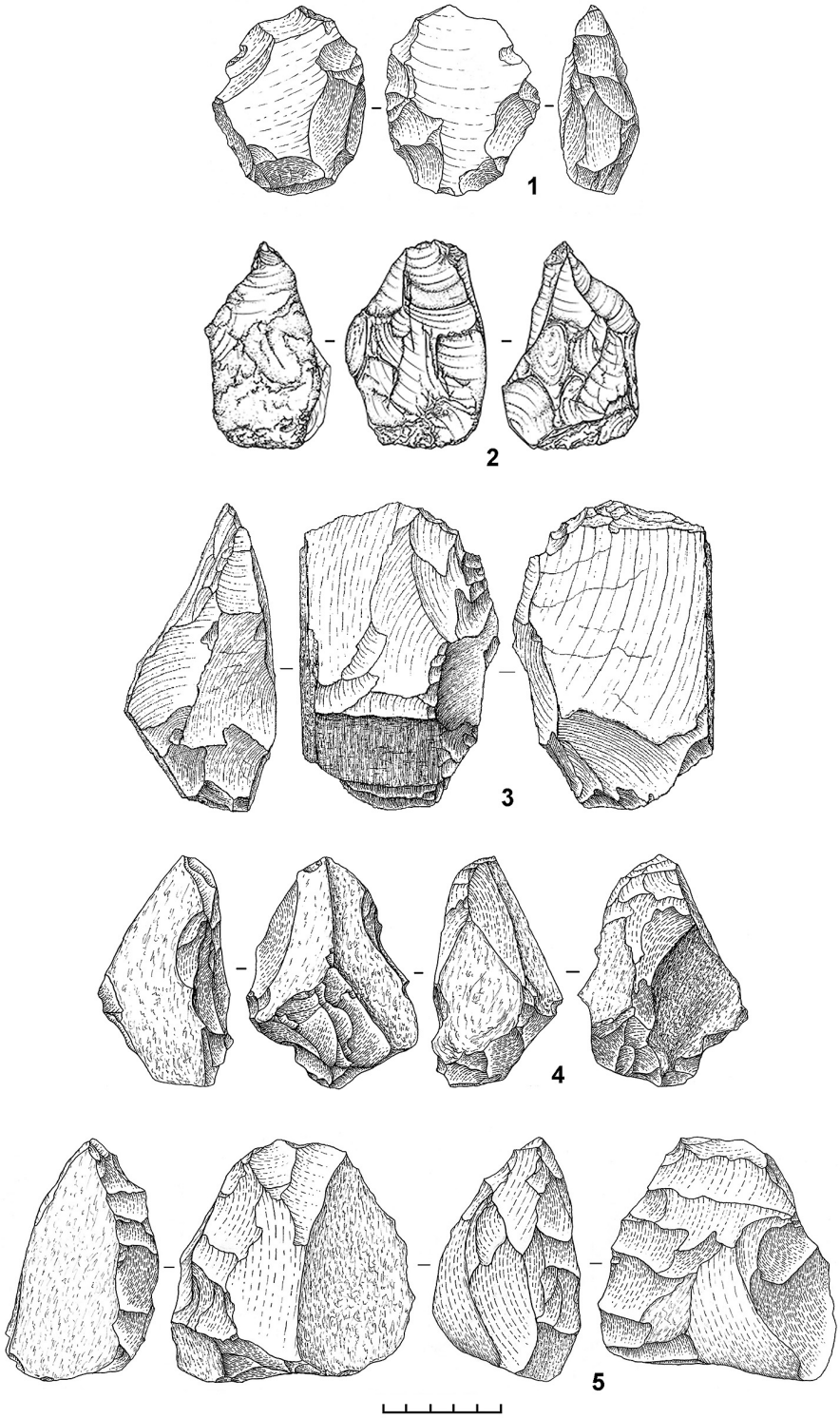


Рис. 1. Крупные режущие/рубящие орудия таманской раннеашельской индустрии.
1, 4, 5 – грубые рубила; 2 – пик; 3 – кливер

плейстоценовой фауны, в том числе стратотипы таманского и псекупского фаунистических комплексов – местонахождения Синяя Балка на Таманском п-ове и Игнатенков Куток у станицы Саратовской на р. Псекупс [Байгушева, Титов, 2008; Верещагин, 1957; Громов, 1948; Титов и др., 2012; Титов, Тесаков, 2009]. Это совместное нахождение стоянок раннего палеолита и одновременных с ними много-

численных местонахождений раннеплейстоценовой фауны ясно указывает на благоприятные экологические условия для жизни первобытных людей на этой территории.

Наиболее древней является стоянка Кермек. Установление возраста и палеоэкологии стоянки облегчается тем, что она связана с хорошо изученной толщей отложений (разрез Тиздар), традиционно относимых к позднему куяльнику, верхняя граница которого близка низам апшерона и совпадает с палеомагнитным эпизодом Олдувей (около 1,8 млн л.н.) [Вангенгейм и др., 1991; Губкин, Варенцов, 1933; Певзнер, 1989; Тесаков, 2004]. Фауна мелких млекопитающих стоянки характеризуется наличием Allophaiomys deucalion. Костные остатки крупных млекопитающих (немногочисленные и сильно фрагментированные, в том числе со следами от резания и раскалывания каменными орудиями, возникшими при разделке туш и разбивании костей животных) принадлежат Archidiskodon meridionalis cf. meridionalis, Stephanorhinus aff. etruscus, Elasmotherium sp., Equus sp., Cervidae gen. indet., Trogontherium sp. и Delphinidae gen. indet. Эта ассоциация животных характерна для первой половины раннего плейстоцена юга Восточной Европы, в том числе, для псекупского фаунистического комплекса. Она свидетельствует о том, что стоянка существовала в условиях теплого относительно влажного климата и располагалась в зоне саванноподобных ландшафтов, граничащих с морским водоемом. Возраст стоянки, по совокупности геологических, биостратиграфических и палеомагнитных данных составляет около 2 млн лет [Щелинский и др., 2016; Shchelinsky et al., 2016]. В функциональном отношении стоянка принадлежит к типу пляжевых кратковременных и неоднократно посещаемых стоянок, что свидетельствует о мобильности ее обитателей и важной роли в их пищевом рационе, наряду с мясом наземных млекопитающих, продуктов собирательства, в данном случае, моллюсков, трупов морских животных и рыбы, выбрасываемых на берег во время шторма.

Стоянки Родники 1–4 и Богатыри/Синяя Балка являются более поздними в пределах эоплейстоцена. Надежно датируются три из них – Богатыри/Синяя Балка и Родники 1 и 2.

Стоянка Богатыри/Синяя Балка (она же палеонтологическое местонахождение Синяя Балка – типовое местонахождение таманского фаунистического комплекса) в древности была разрушена грязевулканическим потоком [Измайлов, Щелинский, 2013]. Однако ее остеологический и археологический материалы гомогенные. Каменные изделия залегают среди костных остатков млекопитающих, представленных разными частями скелетов, и в значительной части фрагментированных. Включающие их отложения имеют обратную намагниченность [Додонов и др., 2008]. Весь костный материал принадлежит таманскому фаунистическому комплексу, существовавшему в интервале от 0,85 до 1,55 млн л.н. Возраст фауны Синей Балки (и, соответственно, стоянки Богатыри/Синяя Балка) определяется по эволюционным признакам мелких млекопитающих и слонов в диапазоне от 1,2 до 1,5 млн л.н. [Титов, Тесаков, 2009; Титов и др., 2012]. Климатические условия времени существования стоянки продолжали оставаться комфортными для жизни людей. Вместе с тем, как свидетельствуют экология таманской фауны и палинологические данные, усилилась аридность климата. Доминировали степные и лесостепные ландшафты, представлявшие сочетание смешанных мезофильных лесов и луговостепных растительных сообществ [Тесаков и др., 2012; Kahlke et al., 2011; Shchelinsky et al., 2010; Simakova, 2009].

Дискуссионным является вопрос о происхождении костей млекопитающих этого местонахождения. Широко распространено мнение, впервые высказанное Н.К. Верещагиным [1957], что эти кости являются остатками трупов животных, погибших в разное время, которые накапливались в озерных водоемах, перекрывались песком и илом, а затем были размыты и перенесены к нынешнему месту их нахождения грязе-водяным потоком, возможно, вулканическим. Не исключается, что животные гибли на месте водопоя и «грязевых ванн», утопая в грязи озерного понижения грязевого вулкана [Додонов и др., 2008]. Такие объяснения происхождения многочисленных костей млекопитающих на местонахождении, на мой взгляд, не убедительны. Прежде всего, потому, что кости залегают вместе с каменными изделиями, наверняка использовавшимися для разделки туш животных. Следовательно, люди имели доступ к тушам и мясу животных. Вопрос заключается в том, как погибли животные? Многие авторы полагают, что люди начальной поры раннего палеолита были не охотниками, а падальщиками, агрессивными падальщиками, конкурирующими за пищевые ресурсы с хищниками [например, Blumenschine, 1987; Arribas, Palmqvist, 1999; Landek, Garcia Garriga, 2017]. Однако в Богатырях/Синей Балке нет остатков крупных хищников, способных убить, например, слона или эласмотерия, хотя в некоторых других местонахождениях таманской фауны они присутствуют [Sotnikova, Titov, 2009]. Геологический и археологические контексты, разломанность, при наличии анатомических групп, и состав костного материала на этом местонахождении (преобладают кости слонов и эласмотериев), скорее, указывают на специфическую охотничью деятельность людей. Убивали обездвиженных в топкой грязи животных,

приходивших к пресному озеру в кратере грязевого вулкана на водопой и для «грязевых ванн». На месте забоя животных люди не жили, а останавливались ненадолго, кормились, запасались мясом, которое частично уносили на стоянки, расположенные на берегу моря или в других местах.

Стоянки Родники 1 и 2 сохранились in situ и являются, как стоянка Кермек, пляжевыми кратковременными и многократно посещаемыми местами обитания. Они моложе Богатырей/Синей Балки, т.к. располагаются поверх грязевулканической толщи, в которой залегают в виде ксенолитического пакета культуросодержащие слои этой стоянки. Разница в их возрасте, по-видимому, небольшая, поскольку они характеризуются сходной фауной мелких млекопитающих таманского фаунистического комплекса и существовали в одинаковых природно-климатических условиях [Shchelinsky et al., 2010; Simakova, 2009].

Комплексы каменных изделий всех шести стоянок по исходному сырью, основным технологическим признакам и типологическим категориям орудий сходны между собой и образуют одну таманскую раннеашельскую индустрию (рис. 1). Прослеживаются два этапа ее развития. Первый – стоянка Кермек (в диапазоне от 2,1 до 1,8 млн л.н.). Второй – стоянки Родники 1–4 и Богатыри/Синяя Балка (в диапазоне от 1,5 до 1 млн л.н.). На первом этапе развития индустрия в технологическом отношении и по составу категорий орудий выглядит более архаичной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РГНФ (проект № 15-01-00049 а).

БИОСТРАТИГРАФИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ | BIOSTRATIGRAPHY OF THE EOPLEISTOCENE OF THE SOUTHERN FORE-URALS

А.Г. Яковлев, Г.А. Данукалова, Е.М. Осипова, Р.Г. Курманов

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия
a_jakovlev@mail.ru, danukalova@ufaras.ru, jane.morozova@gmail.com, ravil_kurmanov@mail.ru

A.G. Yakovlev, G.A. Danukalova, R.G. Kurmanov, E.M. Osipova

Institute of Geology, Ufimian Scientific Centre RAS, Ufa, Russia

Эоплейстоцен Южного Предуралья разделен на нижнее и верхнее звенья (Данукалова, 2005; Постановление…, 2008). Нижний эоплейстоцен представлен демским и давлекановским надгоризонтами, а верхний – кармасанским надгоризонтом и октябрьским горизонтом.

Демский надгоризонт, образован аллювиальным тюлянским и делювиальным раевским горизонтами.

В тюлянское время была распространена лесостепная растительность, образованная хвойно-листопадными лесами и разнотравные степи [Яхимович, 1977]. Моллюски (4 вида наземных, 23 вида пресноводных) были представлены промежуточной фауной между плиоценовой и современной. Отложения характеризуются толстостенными скульптированными унионидами *Potomida geometrica* (Bog.), *Potomida riphaei* G. Ppv., *Unio pavlovi* G. Ppv., *Crassiana* ex gr. *crassa* Phil. [Осипова, 2009; Осипова, Данукалова, 2009, 2011; Osipova, Danukalova, 2011]. Фауна мелких млекопитающих характеризуется появлением некорнезубых видов грызунов. Их доля достигает 26%. Большую часть видов фауны можно отнести к обитателям пустынь и степей. Ядро фауны составляют *Mimomys intermedius* Newton, *Prolagurus ternopolitanus* Topachevsky, *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* Kormos.

В раевское время по спорово-пыльцевым данным установлено преобладание травянистой растительности с редкими деревьями. Отложения характеризуются наземными (6 видов) и пресноводными (10 видов) моллюсками. Здесь присутствуют *Viviparus achatinoides* Desh., *V. baschkiricus* G. Ppv., *Lithoglyphus decipiens* Brus., которые встречаются в пресноводных верхнеплиоценовых фациях, но

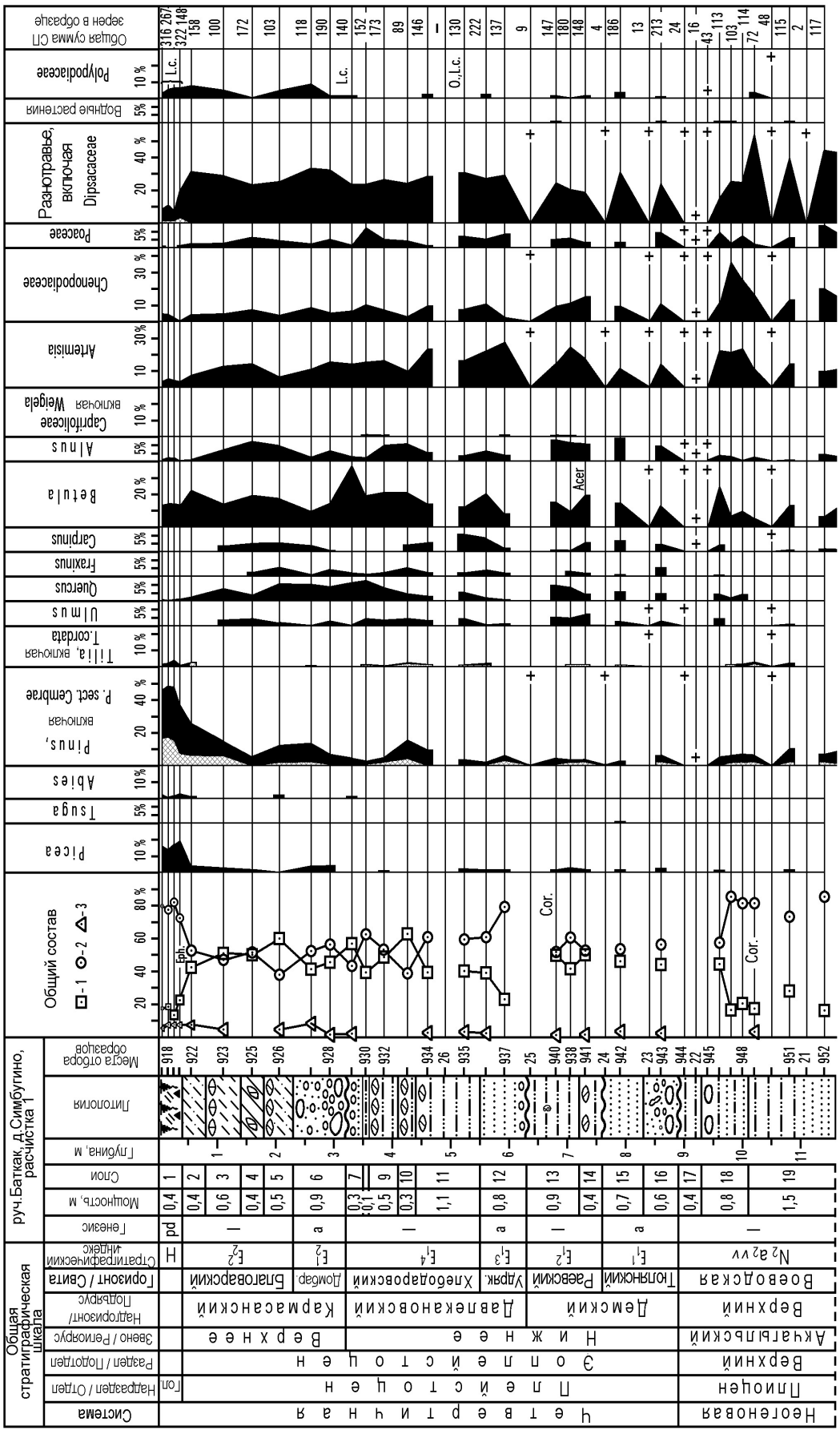


Рис. 1. Местонахождение Симбугино: стратотип хлебодаровского, домбаровского и благоварского горизонтов [Яхимович, Немкова, 1977; Danukalova et al., 2002].

Условные обозначения: Палинологические: 1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца травянисто-кустарничковых пород; 3 – споровые. Литологические: 4 – почва, 5 – суглинок легкий, 6 – суглинок средний, 7 – суглинок тяжелый, 8 – алеврит, 9 – глина алевритистая, 10 – песок тонко- и мелкозернистый, 11 – галечник с песчаным заполнителем, 12 – мергельные конкреции, 13 – размыв. Сокращения: L.c. – *Lycopodium clavatum* L.; Acer – *Acer* sp., Cor. – *Corylus* sp., Eph. – *Ephedra* sp., O. – Ophioglossaceae.

отсутствующие в средне- и позднеплейстоценовых осадках. Давлекановский надгоризонт образован аллювиальным удрякским и озерным хлебодаровским горизонтами.

В удрякское время преобладала травянистая растительность, а по долинам рек встречались листопадные и хвойные древесные растения. Было определено 3 вида наземных и 10 видов пресноводных моллюсков. В отложениях присутствуют последние представители двустворчатых моллюсков из родов *Pseudosturia*, *Bogatschevia*, *Microcondylaea*, *Unio chasaricus* Bog. и *U. apsheronicus* Alizade, которые позднее не встречаются на территории Южного Предуралья. Фауна мелких млекопитающих аналогична тюлянской, но в ней меньшее количество таксонов.

В хлебодаровское время травянистые виды представлены преимущественно видами семейства маревые (рудеральные виды, растения солончаков и каменисто-песчаных мест обитания) (рис. 1). В группе древесных растений преобладает пыльца берез, ольхи, присутствует пыльца широколиственных и хвойных видов. Из отложений горизонта собраны и определены немногочисленные наземные (4 вида) моллюски – *Pupillidaea*, *Vallonia costata* (Müll.), *V. pulchella* (Müll.), *V. tenuilabris* (Al. Br.).

Кармасанский надгоризонт сложен домбаровским аллювиальным горизонтом и благоварским делювиальным горизонтом.

В домбаровское время была распространена лесостепная растительность с участками хвойно-листопадных лесов. Определены немногочисленные раковины моллюсков: *Succinella oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia costata* (Müll.), *V. pulchella* (Müll.), *Planorbis planorbis* Müll., *Gyraulus laevis* Alder., *Gyraulus* sp., *Valvata antiqua* (Morris), *V. piscinalis* Müll., *Bithynia* sp. (operculum), *Viviparus* sp., *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium rivicola* Lam.

В благоварское время господствовали лесостепная растительность с травянистыми видами и хвойно-лиственными древесными (береза, ольха, сосна). Моллюски представлены многочисленными наземными видами: *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Pupilla muscorum* (L.), *Succinella oblonga* (Drap.), *Columella columella* Martens.

В отложениях октябрьского горизонта обнаружена пыльца древесных видов: *Pinus* sp., группа травянистых и кустарничковых видов представлена Poaceae, Asteraceae (в т.ч. *Artemisia* spp.), *Polygonum* sp. Мелкие млекопитающие представлены *Lepus* sp., *Ochotona* sp., *Spermophilus* sp., *Mimomys* cf. *intermedius* Newton, *Mimomys* cf. *pusillus* Mechely, Lagurini gen., *Terricola hintoni* (Kretzoi), *T.* aff. *arvalodes* (Hinton), *Microtus* sp. Определены остатки крупных млекопитающих – *Archidiskodon trogonterii* Pohlig (=*Mammuthus trogonterii*), *Elasmotherium sibiricum* Fischer von Waldheim, *Panthera* sp., *Megaloceros* sp.

Список литературы

1. *Данукалова Г.А.* Эоплейстоценовые отложения Южноуральского региона // «Квартер-2005» – IV Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: Материалы совещания (Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г.) / Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 106–107.

2. *Осипова Е.М.* Этапы формирования четвертичной малакофауны южноуральского региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. вып. 17. № 6. С. 109–112.

3. *Осипова Е.М., Данукалова Г.А.* Моллюски эоплейстоцена (раннего плейстоцена) Южного Предуралья // Ископаемая фауна и флора Украины: палеоэкологический и стратиграфический аспекты. Сб. научных трудов Института геологических наук НАН Украины. Киев, 2009. С. 369–372, 496–501.

4. *Осипова Е.М., Данукалова Г.А.* Стратиграфическое расчленение отложений эоплейстоцена местонахождения Симбугино и новые находки моллюсков (Южное Предуралье) // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Апатиты, 12–17 сентября 2011 г.) / РАН, отделение наук о Земле, Комиссия по изучению четвертичного периода, Геол. Институт КНЦ РАН; отв. ред. О.П. Корсакова и В.В. Колька. Апатиты, СПб, 2011. Т. 2. С. 125–128.

5. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 131 с.

6. *Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сулейманова Ф.И., Дорофоеев П.И., Попова-Львова М.Г., Сиднев А.В., Чепалыга А.Л., Сухов В.П., Беззубова Е.И., Рогоза И.Б.* Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыльских и апшеронских отложений Башкирии М.: Наука, 1977. 234 с.

7. *Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N., Danukalov K.N., Agadjanian A.K., Van Kolfschoten Th., Morozova E.M., Eremeev A.A.* Excursion Guide of the INQUA SEQS-2002 Conference, 30 June–7 July, 2002, Ufa, Russia



(INQUA SEQS-2002 Conference «The Upper Pliocene-Pleistocene of the Southern Urals Region and its Significance for Correlation of Eastern and Western Parts of Europe»). Dauria-Press, Ufa, 2002. 139 pp.

8. *Osipova E., Danukalova G.* Successions of Quaternary mollusc fauna in easternmost continental Europe (southern Urals, Russia) // Quaternary International, 2011. 231. P. 44–49.

НАЗЕМНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЕВРАЗИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ХАШГОРТ В НИЖНЕМ ПРИОБЬЕ

TERRESTRIAL ENVIRONMENTS IN THE HIGH LATITUDES OF EURASIA DURING THE MIDDLE PLEISTOCENE: NEW EVIDENCE FROM THE ALLUVIAL DEPOSITS AT KHASHGORT IN THE LOWER REACHES OF THE OB' RIVER

Л.Э. Ялковская, Е.А. Маркова, А.В. Бородин

Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
e.markova@ipae.uran.ru

L.E. Yalkovskaya, E.A. Markova, A.V. Borodin

Institute of Plant and Animal Ecology UrB RAS, Ekaterinburg, Russia

Местонахождение у пос. Хашгорт (65°30´N 65°40´E) в нижнем течении р. Обь – один из немногих источников информации о среднеплейстоценовой истории фауны мелких млекопитающих севера Западной Сибири. Впервые костные остатки из песчаных слоев с диагональной слоистостью описаны в 1986 г. и датированы по эволюционному уровню *Dicrostonyx simplicior* (= *D. okaensis*) [Смирнов и др., 1986]. Учитывая спорный вопрос о возрасте вмещающих отложений и малочисленность остатков других биохронологически информативных таксонов в 2016 г. проведено повторное изучение диагональных песков у пос. Хашгорт. Костные остатки отмыты из линз с гравием, глинистыми окатышами и растительной трухой. Определено щечных зубов: *Lemmus sibiricus* – 97, *D. simplicior* – 71, *M. oeconomus,* m1 – 1, *Microtus* sp. – 9. Характер сохранности (челюсти и фрагмент черепа с полными зубными рядами) указывает на то, что материал не мог быть многократно переотложен. Соотношение числа остатков родов (*Lemmus* в 1986 г. – 57%, в 2016 г. – 54%, *Dicrostonyx* – 39 и 40%, *Microtus* – 4 и 6%) и морфотипов зубов леммингов почти идентично, что указывает на синхронность ориктоценозов. В 1986 обнаружены единичные *M. middendorffii* и *M. gregalis*. В 2016 – *M. oeconomus* (самая северная находка вида в плейстоцене региона). В отличие от современной фауны мелких млекопитающих, имеющей таежный облик, в среднем плейстоцене в высоких широтах Западной Сибири были представлены фауны, характерные для современных южных тундр.

Поддержано РФФИ (16-04-01625) и программой Президиума УрО РАН (15-4-2-30).

Список литературы

1. *Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В.* Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 145 с.

АТЕЛЬСКАЯ ТОЛЩА НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ, ЕЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

ATELIAN THICKNESS OF THE LOWER VOLGA AREA, ITS STRATIGRAPHIC POSITION AND PALEOGEOGRAPHICAL IMPORTANCE

Т.А. Янина, Р.Н. Курбанов, А.А. Свиточ, И.Д. Стрелецкая, Н.Т. Ткач, С.К. Яровая

Географический факультет МГУ, Москва, Россия
paleo@inbox.ru

T.A. Yanina, R.N. Kurbanov, A.A. Svitoch, I.D. Streletskaya, N.T. Tkach, S.K. Yarovaya

Geographical faculty, MSU, Moscow, Russia

Ательская свита осадков выделена П.А. Православлевым [1926] в Нижнем Поволжье. Представлена она преимущественно супесчано-суглинистой обычно пористой и карбонатной толщей с ясно выраженными следами почвообразования, иногда с включениями раковин наземных и пресноводных моллюсков, с костными фрагментами млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса. В основании свиты Г.И. Горецким [1958] описаны перигляциальные песчаные ахтубинские отложения. Мощность ательско-ахтубинских отложений до 20 м. В их основании наблюдаются многочисленные следы мерзлотных деформаций и клиньев, сравнительно глубоко проникающих в нижележащие породы и представляющие маркирующий горизонт в Северном Прикаспии.

Генезис осадков является предметом дискуссий. Высказаны точки зрения об их аллювиальном, озерно-аллювиальном, субаэральном, эоловом происхождении в континентальных условиях развития Северного Прикаспия. Не менее дискуссионен вопрос об их относительном и «абсолютном» возрасте. В стратиграфических схемах каспийского плейстоцена толща занимает положение либо между нижнехазарским и хвалынским, либо между верхнехазарским и хвалынским горизонтами. В корреляционных схемах с плейстоценом Русской равнины ее помещают в разные стратиграфические интервалы от днепровского до осташковского ледниковых горизонтов (подгоризонтов); от МИС 6 до МИС 2 в измерении изотопно-кислородной шкалы. Ю.А. Лаврушиным [2014] установлены два ательских горизонта субаэральных осадков – палеоательский (МИС 5-4) и ательский (МИС 2), с отложениями гирканской трансгрессии Каспия (МИС 3) между ними. Оценки «абсолютного» возраста также неоднозначны: ТЛ датировки находятся в интервале 8–28 тыс. лет [Шаховец, 1987]; ^{14}C даты (керн каспийской скважины) – 48–45 тыс. лет [Безродных и др., 2017]; ОСЛ даты – 48–27 тыс. лет [Янина и др., 2017].

На основании материалов полевого и лабораторного изучения опорных разрезов Нижнего Поволжья авторами представлено предварительное заключение о стратиграфическом положении ательской толщи и сделаны некоторые палеогеографические выводы. Основные разрезы для данного исследования – Средняя Ахтуба и Райгород, расположенные в Волгоградской области.

Разрез Средняя Ахтуба (левый берег р. Ахтубы, 48°43′ с.ш., 44°52′ в.д., 15,11 м) вскрывает строение нижнехвалынской равнины Прикаспия: горизонт шоколадных глин хвалынской трансгрессии, мощную полифациальную толщу ательских континентальных осадков и три ярко выраженные горизонта погребенных почв. Ательская свита представлена 6-ю слоями, отражающими продолжительный континентальный период развития территории. В нем нами выделены три самостоятельных палеогеографических этапа [Янина и др., 2017].

Лессовые отложения в основании толщи со слабо развитым почвенным горизонтом отвечают эпохе ательской регрессии Каспия. В их составе преобладает алеврит (около 70%), тонкий песок составляет 1–6%, остальная часть представлена пелитом. Присутствие следов мерзлоты, развитие глубоких клиньев и трещин в основании слоя, по которым его осадки глубоко проникают в нижележащий почвенный комплекс, свидетельствуют о суровых климатических условиях эпохи осадконакопления. Согласно нашим представлениям, это была эпоха

калининского оледенения (МИС 4). Для завершающей стадии накопления ательских осадков получена ОСЛ дата 48 680±3100 лет (МИС 3), отвечающая ^{14}C датам аналогичных по залеганию отложений в керне северо-каспийской скважины [Безродных и др., 2017].

Комплекс (4 слоя) разнофациальных аллювиальных отложений разреза отражает этап межстадиального потепления МИС 3. О смягчении климатических условий свидетельствуют горизонты почвообразования, выраженные в разрезе. В Каспии, судя по материалам бурения, развивалась ранняя стадия хвалынской трансгрессии, не достигавшая широты Средней Ахтубы. Радиоуглеродные датировки ее отложений, лежащие в интервале 34–21 тыс. лет [Безродных и др., 2015], согласуются с результатами ОСЛ датирования: 36 780±3000, 35 500±2800 и 27 000±1580 разреза Средняя Ахтуба. Завершение континентального этапа развития в разрезе отражено глубоким размывом лессовидных супесей с остатками палеопочвы в их верхней части. Очевидно этот этап коррелирует с эпохой последнего ледникового максимума (МИС 2). Эта сухая холодная эпоха не благоприятствовала трансгрессивному развитию Каспия, в его бассейне развивалась регрессия (эльтонская?), ярко выраженная в строении керна каспийских скважин [Безродных и др., 2015].

Таким образом, ательская свита разреза отражает три палеогеографических события каспийской истории: ательскую регрессию в условиях калининского оледенения (МИС 4) и начала межстадиального потепления (МИС 3); стадию хвалынской трансгрессии в условиях второй половины межстадиала (МИС 3) и регрессию в условиях максимума осташковского оледенения (МИС 2). Объем свиты выходит за рамки одноименной (ательской) регрессии Каспия.

Разрез Райгород (правый берег Волги, 48°25′ с.ш., 44°58′ в.д., 13,67 м) также вскрывает строение нижнехвалынской равнины. Строение ательской свиты здесь иное. Она представлена в интервале 2,50–9,80 м лессовидным суглинком визуально однородного строения, слабоглинистым, неслоистым, слабосцементированным, карбонатным. Характерна столбчатая отдельность и вертикальное держание стенки в разрезе. Лессовая толща подстилается слоем (1,25 м) песка мелко- и среднезернистого без видимой слоистости, с размывом залегающим на подстилающих его суглинках (палеопочва), глубоко внедряющимся в них по морозобойным трещинам, клиньям и карманам. Разрез Райгород считается стратотипическим для ательской свиты Нижнего Поволжья. В ее основании – слой ахтубинских перигляциальных песков, выше – мощная пачка лессовидных ательских осадков.

Согласно гранулометрическому анализу, в составе лессовой толщи 60% крупного алеврита, 15% тонкого песка и 10% крупной глины. Для нее же выполнено изучение магнитных свойств. Определение показателей магнитной восприимчивости проведено как в полевых условиях, так и в лаборатории Уппсальского университета (Швеция) на приборе MFK1-FA (Multi-function kappabridge). Показатели магнитной восприимчивости относительно низкие, значения χ_{FD} колеблются от 4,1 до 6,42^{-6} м^3/кг СИ. Выделяются незначительные пики на глубинах 380–400, 500–530 и 680–700 см, отвечающие слабозаметным следам почвообразования.

В палеогеографическом отношении ахтубинские пески отвечают перигляциальным климатическим условиям с развитием постоянной мерзлоты, образовывавшей водоупор для потоков воды, перемывавшей пески и отлагавшей их в виде плаща до двух метров мощности. Лессовые осадки накопились в субаэральной холодной обстановке с короткими этапами потепления и увлажнения климата, когда фазы активного лессонакопления сопровождались слабыми процессами почвообразования. Верхняя часть лессовой толщи размыта, на ней залегают осадки хвалынской трансгрессии Каспия, датированные ^{14}C методом в 13 540±160 – 14 040±240 лет (кал.).

Изучение ательской толщи в разрезах Нижнего Поволжья, два из которых представлены в данной работе, позволяет заключить: Ательская толща в стратиграфическом отношении представляет свиту, образование которой связано с континентальным этапом развития территории в эпоху между позднехазарской (гирканской) и хвалынской трансгрессией Каспия. Во временном отношении в Нижнем Поволжье она выходит за пределы ательской регрессии Каспия (МИС 4 – начало МИС 3). Здесь ее формирование началось в эпоху калининского оледенения (МИС 4), завершилось в эпоху максимума осташковского оледенения (МИС 2). В зависимости от местонахождения разреза ательская толща имеет разное строение: преимущественно она двухчленная, с перигляциальными ахтубинскими песками в основании и лессовыми отложениями основной части; иногда ахтубинские пески отсутствуют, и лессовые осадки залегают в основании разреза. Ательская толща представлена отложениями разного генезиса и свойств. Преимущественно это лессонакопление с преобладанием эоловой составляющей. Иногда встречаются озерные горизонтальнослоистые и аллювиальные диагональнослоистые отложения. Но всюду в ее основании ярко выражены мерзлотные проявления, маркирующие толщу и указывающие на перигляциальную обстановку, установившуюся в Нижнем Поволжье вслед за развитием почвы эпохи МИС 5. В проблеме стратигра-

фии и палеогеографии ательской толщи остается еще много вопросов, ее изучение продолжается комплексом методов.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 16-17-10103.

Список литературы

1. *Безродных Ю.П., Делия Б.Ф., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А.* Первые данные о радиоуглеродном возрасте ательских отложений Северного Каспия *// Доклады Академии наук.* 2017. Т. 473. № 3. С. 327–330.

2. *Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А.* Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия *// Доклады Академии наук*. 2015. Т. 462. № 1. С. 95–99.

3. *Горецкий Г.И.* О перигляциальной формации // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 1958. № 22. С. 3–23.

4. *Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А.* и др. Каспий: гидрологические события позднего квартера // Бюлл. Комис. по изуч. четвертичного периода. 2014. № 73. С. 19–51.

5. *Православлев П.А.* Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. Центрального гидрометбюро. 1926. Вып. 6. С. 1–77.

6. *Шаховец С.А.* Хронология палеогеографических событий позднего плейстоцена Нижней Волги (по данным термолюминесцентного метода): Автореф. канд. дисс. М., 1987. 24 с.

7. *Янина Т.А., Свиточ А.А., Курбанов Р.Н., Мюррей А.С., Ткач Н.Т., Сычев Н.В.* Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминесценции // Вестник Моск. университета. Сер. 5. География. 2017. № 1. С. 20–28.



СОДЕРЖАНИЕ

Абдуназаров У.К., Стельмах А.Г. КАРБОНАТНЫЕ КОНКРЕЦИИ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК ЧИРЧИК И АХАНГАРАН 3

Агатова А.Р., Непоп Р.К., Жданова А.Н., Хазин Л.Б., Моска П. ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИВОЗРАСТА И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУРАЙСКО-ЧУЙСКОЙ СИСТЕМЫ ВПАДИН РУССКОГО АЛТАЯ 5

Акпамбетова К.М. ПРОЯВЛЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ОПУСТЫНИВАНИЯ В ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ КАЗАХСТАНА 6

Алифанов В.М. ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ, ГОЛОЦЕН И СОВРЕМЕННЫЕ ПОЧВЫ 8

Андерсон П.М., Ложкин А.В., Минюк П.С., Недорубова Е.Ю. ПРИРОДНАЯ СРЕДА ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ НА ГРАНИЦЕ КАЛАБРИЯ И ГЕЛАЗИЯ 11

Андреичева Л.Н., Буравская М.Н. ЦИРКОН В ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ 13

Андреичева Л.Н., Пономарев Д.В. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ 15

Анисимов М.А., Барляев А.Э., Сапелко Т.В., Носевич Е.С., Романенко Ф.А. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА ЗЕМЛИ ФРАНЦА-ИОСИФА, АНАЛИЗ ИЗУЧЕННОСТИ, НОВЫЕ ДАННЫЕ 16

Арсланов Х.А. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОУГЛЕРОДНОГО МЕТОДА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ 18

Астахов А.С., Дарьин А.В., Калугин И.А. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЙ НА ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО ШЕЛЬФОВЫМ СЕДИМЕНТАЦИОННЫМ ЗАПИСЯМ 21

Астахов А.С., Янгуанг Лю, Дарьин А.В., Калугин И.А., Босин А.А. ВОЗМОЖНОСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ АРКТИКИ ПО ВАРИАЦИЯМ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ (РЕНГЕНОФЛЮОРЕСЦЕНТНОЕ СКАНИРОВАНИЕ НА СИНХРОТРОННОМ ИЗЛУЧЕНИИ) 24

Астахов В.И. КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА УРАЛЬСКОМ СЕВЕРЕ 27

Бадюкова Е.Н. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ) 29

Байгушева В.С., Матишов Г.Г., Титов В.В. ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ХОЛОДНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭТАПОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ПРИАЗОВЬЯ 31

Бакина Л.Г., Павлова Е.Ю., Крицук С.Г., Питулько В.В. СОДЕРЖАНИЕ И ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОЙ СОСТАВ ГУМУСА ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА РАЙОНА ЯНСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ (ЗАПАД ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ) 33

Баранов Д.В., Беляев В.Р., Еременко Е.А., Зарецкая Н.Е., Панин А.В. ВЛИЯНИЕ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА РАЗВИТИЕ ДОЛИНЫ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ 35

Баранская А.В., Романенко Ф.А., Арсланов Х.А., Петров А.Ю., Максимов Ф.Е. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОСТРОВА БЕЛОГО И ПОЛУОСТРОВА ЯВАЙ (АРКТИЧЕСКАЯ ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) (устный) 37

Беляев В.Р., Гаранкина Е.В., Потапова В.И., Шоркунов И.Г., Андреев П.В., Верлова Т.А. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МАЛЫХ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ ЗАПАДНОГО СКЛОНА КОТЛОВИНЫ оз. НЕРО 39

Белянин П.С., Белянина Н.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Горнов Д.А. ПОЗДНЕГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) 42

Белянин П.С., Иванов В.В., Леснов С.В., Белянина Н.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ДОЛИННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЕРХОВЬЯХ Р. ХОР (СРЕДНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ) 44

Бишев Т.И., Епифанов В.А., Иванов А.В., Яшков И.А. РУКОТВОРНЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННО ОРИЕНТИРОВАННЫЕ КОЛЬЦЕВЫЕ ОБЪЕКТЫ ПОВОЛЖЬЯ КАК ВЕРОЯТНЫЕ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ – ПРИГОРИЗОНТНЫЕ ПАЛЕООБСЕРВАТОРИИ 46

Богданов Н.А. ДИАГНОСТИКА ВОЗРАСТА ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ РОССЫПЕЙ НА БЕРЕГУ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ 48

Болиховская Н.С., Поротов А.В. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПОСЛЕДНИЕ 7.4 ТЫСЯЧ ЛЕТ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ (устный) 51

Большиянов Д.Ю. О ТЕКТОНИЧЕСКОМ ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРЯДОВОГО РЕЛЬЕФА СЕВЕРО-ЗАПАДА НА ПРИМЕРЕ СОЛОВЕЦКИХ ОСТРОВОВ И КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА 53

Бондарев А.А., Тесаков А.С., Дорогов А.Л. НОВЫЕ НАХОДКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ ОКРЕСТНОСТЕЙ г. ОМСКА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ, РОССИЯ) 56

Борисова О.К., Сидорчук А.Ю., Панин А.В. БОЛЬШИЕ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫЕ ПАЛЕОРУСЛА НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ: РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ 58

Бородатый И.Л. ПРАВЫЙ БЕРЕГ ВЕРХНЕКАМЬЯ И ПОДНЯТИЕ КРАСНЫЙ ЯР – СТРАТОТИПИЧЕСКИЙ УЧАСТОК ПЛЕЙСТОЦЕНА ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ 59

Борсук О.А. КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ 62

Борцов А.В., Лисицына О.М. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОДИНАМИКИ МЕРЗЛОТНЫХ УСЛОВИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В НОРИЛО-ПЯСИНСКОМ РЕГИОНЕ 64

Будников А.Л. БАЛОЙСКИЙ ФЛАДСТРИМ И ФОРМИРОВАНИЕ ДИЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ) 66

Бурова В.В., Никулина Е.Д. ПАЛЕОФАУНА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРИБАЙКАЛЬЯ (на примере местонахождения Туяна) 68

Бутвиловский В.В. ЗАКОНЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА КАК ОСНОВА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КЛАССИФИКАЦИЙ И РЕКОНСТРУКЦИЙ 69

Бухсианидзе М. *CERVALCES GALLICUS* В ФАУНЕ ДМАНИСИ 71

Былинская М.Е., Головина Л.А., Радионова Э.П., Покровский Б.Г. ПАЛЕООБСТАНОВКИ В ПРОЛИВЕ ФРАМА ВО ВРЕМЯ СТАДИЙ MIS 2–6, РЕКОНСТРУИРОВАННЫЕ ПО ПАЛЕОБИОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ 72

Бычкова О.Д. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ВОЛКА *CANIS LUPUS* L. ИЗ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ АВДЕЕВО (КУРСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ) 74



Волкова В.С., Гнибиденко З.Н. О НОВОЙ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ (2.58 млн лет) ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 76

Вольвах (Сизикова) А.О., Зыкина В.С., Зыкин В.С. КОМПЛЕКСНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ СРЕДНЕГОРЬЯ АЛТАЯ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА УСТЬ-ПУСТЫНКА 78

Воскресенская Т.Н. СТРОЕНИЕ И СОСТАВ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПРИХАНКАЙСКОЙ ВПАДИНЫ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ 80

Галанин А.А. ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КРИОПУСТЫНИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ 83

Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Беляев Ю.Р., Гарова Е.С., Гуринов А.Л. РЕКОНСТРУКЦИЯ АКТИВНОСТИ СЕЛЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ОСНОВЕ РАДИОИЗОТОПНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОРРЕЛЯТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ГОРНЫХ ДОЛИНАХ ХИБИНАХ 86

Герасимова М.В., Митяев М.В. СТОК ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭРОЗИИ ВОДОСБОРОВ ГУБ ЧУПА, МЕДВЕЖЬЯ, КЕРЕТЬ И ЛЕТНЯЯ КАРЕЛЬСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ 87

Гимранов Д.О., Косинцев П.А. ПЕРВАЯ НАХОДКА ДИКООБРАЗА (*HYSTRIX* SP.) И КАБАНА (*SUS SCROFA*) В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЮЖНОГО УРАЛА 89

Глазырин Е.А., Курилов П.И., Шейков А.А. КЕРН И КОЛОНКИ ОСАДКОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНЫХ МОРЕЙ РОССИИ, КАК МАТЕРИАЛЬНЫЙ НОСИТЕЛЬ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА РЕГИОНА 91

Глушанкова Н.И. РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЛАНДШАФТАХ ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЫ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНОВ ДНЕПРА, ДОНА, ВОЛГИ 93

Глушкова О.Ю., Смирнов В.Н. ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ АНЮЙСКОЙ ГРУППЫ: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ 95

Голованова О.В. НЕОПЛЕЙСТОЦЕН СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ В ОБЛАСТИ АСТРАХАНСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ. СПЕЦИФИКА, СТРУКТУРА И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ 97

Головачев М.В., Титов В.В. ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ХАЗАРСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА 99

Голубева Ю.В., Кряжева И.В. РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНЫХ И ФАУНИСТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ ГОЛОЦЕНА НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ ПЕЩЕРНЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЩУГЕР И КОЖЫМ) 101

Голубцов В.А., Черкашина А.А., Тухта С.А. КАРБОНАТНЫЕ НОВООБРАЗОВАНИЯ В ПОЧВАХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА: ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ 103

Горбатов Е.С., Колесников С.Ф. ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХИБИН 105

Греков И.М., Леонтьев П.А., Сырых Л.С., Субетто Д.А. ПРИМЕНЕНИЕ ГИС В РЕКОНСТРУКЦИИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ (СОЛОВЕЦКИЙ АРХИПЕЛАГ И ОНЕЖСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) 107

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЕ ПОКРОВНЫЕ ЛЕССОВИДНЫЕ СУГЛИНКИ КАК ПОЧВООБРАЗУЮЩИЕ ПОРОДЫ ДЛЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВ 109

Данукалова Г.А., Застрожнов А.С. СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕВОЛЖСКОГО РЕГИОНА 111

Дарьин А.В., Бабич В.А., Калугин И.А. ЦИКЛИЧНОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (АНАЛИТИЧЕСКАЯ МИКРОСТРАТИГРАФИЯ ВАРВНЫХ ОСАДКОВ СОЛЕНЫХ ОЗЕР ХАКАСИИ И МОНГОЛИИ) 114

Деев Е.В. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ 115

Демидова С.В., Якубовская Т.В., Рылова Т.Б. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КВАРТЕРА БЕЛАРУСИ: НОВАЯ РЕДАКЦИЯ В СВЯЗИ С УВЕЛИЧЕНИЕМ ОБЪЕМА СИСТЕМЫ 117

Дикарев В.А. ИЗОТОПНЫЙ БАЛАНС КИСЛОРОДА ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ 119

Друщиц В.А., Садчикова Т.А. ГИДРАТЫ ПРИРОДНОГО ГАЗА В КРИОЛИТОЗОНЕ РАЗЛИЧНЫХ ОБСТАНОВОК КВАРТЕРА 121

Дюжова К.В. РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ СУЩЕСТВОВАНИЯ АНТИЧНОГО ГОРОДА ТАНАИС ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА 123

Еникеев Ф.И. ТЕМПЫ ЭКЗОГЕННОГО РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЗАБАЙКАЛЬЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ 125

Епифанов В.А. ГЕОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО И ДРУГИХ ГЛОБАЛЬНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЗЕМЛИ....129

Епифанов В.А. КАТАСТРОФИЧЕСКАЯ ДЕГАЗАЦИЯ НЕДР КАК ВЕДУЩИЙ ФАКТОР ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В КВАРТЕРЕ. ПРИЧИНЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ХАРАКТЕР И МАСШТАБЫ ПРОЯВЛЕНИЯ....131

Ербаева М.А., Алексеева Н.В., Хензыхенова Ф.И., Намзалова О.Д. ФАУНИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, АНАЛОГИ КОМПЛЕКСОВ, ВЫДЕЛЕННЫХ В.И. ГРОМОВЫМ....133

Жарков В.А. О ПОЗДНЕЛИХВИНСКО-ДНЕПРОВСКОМ ВОЗРАСТЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ФАЗЫ БОРЕАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ В БАССЕЙНЕ Р. ПЕЧОРА (НОВЫЕ ДАННЫЕ) 135

Зарецкая Н.Е., Панин А.В. ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ГРАНИЦА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ПОДПРУДНЫЕ ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ: ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ВОПРОСА 137

Застрожнов А.С., Данукалова Г.А., Murray A. НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕВОЛЖСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ OSL ДАТИРОВАНИЯ....139

Зиновьев Е.В., Павлова Е.Ю., Питулько В.В. РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОЭНТОМОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА РАЙОНА ЯНСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ (ЗАПАД ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ) 140

Зиновьев А.В., Шидловский Ф.К., Кириллова И.В. ПОЛ И РОСТ В ХОЛКЕ ИСКОПАМЫХ БИЗОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ (НА ОСНОВЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАПОДИЙ) 142

Зольников И.Д. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОЗРАСТ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕРРАСОУВАЛОВ ВЕРХНЕГО ПРИОБЬЯ (БИЙСК–ТОМСК) 144

Зыкин В.С., Зыкина В.С. ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КВАРТЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 146

Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Смолянинова Л.Г., Овчинников И.Ю. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРЕДГОРИЙ СЕВЕРА ГОРНОГО АЛТАЯ (РАЗРЕЗ КРАСНОГОРСКОЕ) (устный)....148

Зюганова И.С. ГОЛОЦЕНОВЫЕ КАРПОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ 150

Иванова В.В., Никольский П.А. ПРАКТИКА ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ КОСТЕЙ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПО ОСОБЕННОСТЯМ ИХ МИКРОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ 152

Иванова В.В., Щетников А.А., Ербаева М.А., Филинов И.А., Алексеева Н.В. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПАЛЕОПОЧВ ТОЛОГОЙСКОГО РАЗРЕЗА (ЗАБАЙКАЛЬЕ) КАК ОТРАЖЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ 155

Иваншин С.О., Шейков А.А. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ ПОВЕРХНОСТИ ДНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ОСТРОВУ ТЮЛЕНИЙ 157

Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Гусаков И.Н. МОРСКОЙ ГОЛОЦЕН АЗОВСКОЙ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ И ЕГО КОРРЕЛЯЦИЯ С ОСАДКАМИ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ 159



Казьмин С.П. ЛЕССОВО-ПОЧВЕННО-КРИОГЕННАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СУБАЭРАЛЬНОЙ ФОРМАЦИИ....162
Казьмин С.П., Волков И.А. НАДЛЕДЬ-ШЛИРОВАЯ СУБАЭРАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ АРКТИКИ....164
Калмыков Н.П. НАПРАВЛЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ....166
Каревская И.А. ЛАНДШАФТЫ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ....168
Каревская И.А., Мухаметшина Е.О. ЛАНДШАФТЫ НАЧАЛА ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА БАССЕЙНА ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ....170
Карпухина Н.В., Константинов Е.А., Шилова О.С. НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И РАЗВИТИИ ОЗЕР ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ....172
Картозия А.А. РАЗЛИЧИЯ МЕЖДУ КРИОГЕННЫМИ И ОПОЛЗНЕВЫМИ ДЕФОРМАЦИЯМИ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ....173
Киселев Д.Н., Котова Я.А. О ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОМ ГЕНЕЗИСЕ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА....175
Кискина А.Р., Петров А.Ю., Савельева Л.А., Рыбалко А.Е. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕТРОЗАВОДСКОЙ ГУБЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА....179
Клементьев А.М., Орешников И.А. ПРОМЫСЛОВАЯ ФАУНА НА АФОНТОВОЙ ГОРЕ-II: ЮГО-ЗАПАДНАЯ ГРУППА РАСКОПОВ 2014 ГОДА....181
Клювиткина Т.С., Полякова Е.И. МИКРОВОДОРОСЛИ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ....183
Кокин О.В., Кириллова А.В. ЗНАЧЕНИЕ ФЕНОМЕНА ЛЕДНИКОВЫХ ПУЛЬСАЦИЙ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИЯХ ЭВОЛЮЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ....186
Коковкин А.А. НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЙ РУБЕЖ В СТРУКТУРИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ, ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ И ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА....188
Коломиец В.Л. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ КВАРТЕРА ТУНКИНСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКИЙ РИФТ)....190
Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц. ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ-ДЖИДИНСКОЙ ВПАДИНЫ: ЛИТОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ СИБИРЬ)....192
Колфсхотен ван Т. МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ РАННЕГО ПАЛЕОЛИТА ШЁНИНГЕН (ГЕРМАНИЯ): ДАТИРОВАНИЕ, ЭКОНОМИКА И ПОВЕДЕНИЕ ДРЕВНИХ ЛЮДЕЙ....195
Константинов Е.А., Карпухина Н.В., Гаранкина Е.В., Беляев В.Р., Бричева С.С., Гуринов А.Л., Захаров А.Л. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ТЕРРАС ОЗЕРА НЕРО....196
Корона О.М., Павлова Е.Ю., Питулько В.В. ЛАНДШАФТНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В РАЙОНЕ ЯНСКОЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА (НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА)....198
Коротаев В.Н. УСТЬЕВЫЕ ОСАДОЧНЫЕ СИСТЕМЫ....200
Корсакова О.П., Колька В.В., Вашков А.А., Баранская А.В., Толстобров Д.С. СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА ПОБЕРЕЖЬЯ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА (БЕЛОЕ МОРЕ)....201
Костромина Н.А., Савельева Л.А., Федоров Г.Б. ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВЫСОКИХ ТЕРРАС ОЗЕРА ТАЙМЫР НА ЕГО СЕВЕРНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ....204
Котлер С.А. ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ В ДОЛИНАХ РЕК КАТУНЬ И ЧУЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)....206

Кошелева Е.А. ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ ФИТОИНДИКАЦИИ ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЛАНДШАФТОВ 208

Кряжева И.В. МАТЕРИАЛЫ К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ МИКРОТЕРИОФАУНЫ ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА 209

Кублицкий Ю.А., Субетто Д.А., Лаврова Н.Б., Кулькова М.А., Нестерова Л.А., Александрова К.В. ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ И ПЕРВЫЕ СЛЕДЫ АНТРОПОГЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ВИШТЫНЕЦКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) В ГОЛОЦЕНЕ 212

Кузьмина О.Б., Хазина И.В., Смирнов П.В., Константинов О.А., Агатова А.Р. ОБОСНОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА (ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ, РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ АНАЛИЗЫ) ОТЛОЖЕНИЙ, ПЕРЕКРЫВАЮЩИХ ИШИМСКУЮ СВИТУ (ВЕРХНИЙ МИОЦЕН) НА ЮГЕ ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 213

Лавров А.С., Потапенко Л.М. О ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ГОЛОЦЕНА И ОБ ЭПИГОЛОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ (ПАЛИНОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ) 216

Лаврова Н.Б. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА ЮГО–ВОСТОЧНОЙ КАРЕЛИИ 218

Лаврушин Ю.А. ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПЛАКОРА, СЛОЖЕННОГО РЫХЛЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ, КАК ВАЖНЕЙШИЙ ЭЛЕМЕНТ ЕГО ДЕСТРУКЦИИ 220

Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Максимов Ф.Е. ОБ ОТРАЖЕНИИ СТАДИЙ САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ОСАДКАХ ИШИМ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЮГ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ) 222

Лаухин С.А., Пушкарь В.С., Черепанова М.В. СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА НА ВРЕМЕННОМ СРЕЗЕ МИС-5 224

Лев С.Ю., Тумской В.Е. ПРИРОДНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЗАРАЙСКОЙ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКЕ (устный) 226

Левина Н.Б., Сорокина Е.П., Мешалкин К.А. РОЛЬ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ЛАНДШАФТОВ НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 228

Левитан М.А., Друщиц В.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРАЗИИ 231

Леонова Е.В., Сердюк Н.В., Спиридонова Е.А., Тесаков А.С., Чернышева Е.В. АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ГУБСКОГО УЩЕЛЬЯ РУБЕЖА ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА: ХРОНОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ПРИРОДНОЕ ОКРУЖЕНИЕ 233

Ликутов Е.Ю. ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГАЛЬКИ ИЗ АЛЛЮВИЯ, ЛЕДНИКОВЫХ И КРИОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И КОНГЛОМЕРАТОВ 235

Лобанов Г.В., Чубур А.А., Гурьянов В.Н., Протасова А.П., Тришкин Б.В. ИСТОРИЧЕСКИЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСВОЕНИЯ ДОЛИН РЕК БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ДНЕПРА В ПАЛЕОЛИТЕ–СРЕДНЕВЕКОВЬЕ 237

Лоскутов Ю.И. АРКТИДА – ГИПЕРБОРЕЯ СУЩЕСТВОВАЛА! 239

Мавлюдов Б.Р., Кадебская О.И., Базарова Е.П. , Кудерина Т.М., Экба Я.А. ОТЛОЖЕНИЯ НОВОАФОНСКОЙ ПЕЩЕРЫ 241

Макаров С.А., Арсланов Х.А. Черкашина А.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю., Старикова А.А. ХРОНОЛОГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ РАДИОУГЛЕРОДНОГО АНАЛИЗА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНЫХ ЧАСТЯХ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ 243

Макарова Н.В., Суханова Т.В. ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕЖАЩЕЙ ЧАСТИ СКИФСКОЙ ПЛИТЫ 245



Макеев А.О., Русаков А.В., Лебедева М.П., Багрова С.М., Соснова Е.О., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. ПАЛЕОПОЧВЫ КАК ИНДИКАТОР ДИНАМИКИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ БАССЕЙНА НИЖНЕЙ ВОЛГИ ЗА ПОСЛЕДНИЙ МЕЖЛЕДНИКОВО-ЛЕДНИКОВЫЙ МАКРОЦИКЛ 247

Маркова Е.А. ДЕСПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ЗУБНОЙ СИСТЕМЫ В СОВРЕМЕННЫХ ПОПУЛЯЦИЯХ СЕРЫХ ПОЛЕВОК (ПОДРОД MICROTUS): ПРИМЕРЫ, ПРИЧИНЫ И ПОТЕНЦИАЛЬНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСКОПАЕМОЙ ЛЕТОПИСИ ARVICOLINAE 249

Марченко-Вагапова Т.И., Исаков В.А. ЛИТОЛОГО-ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ р. КУИ 251

Махинов А.Н., Махинова А.Ф. ЛЕДНИКОВЫЕ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА В СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ ПРИАМУРЬЯ И ПРИОХОТЬЯ 253

Мелик-Адамян Г.У. БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВЕРХНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТЕРИОФАУНЫ ВПАДИН ДОЛИНЫ р. ПАМБАК СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ....256

Минюк П.С., Борходоев В.Я. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ БИОГЕННОГО И АУТИГЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОЗЕРЕ ЭЛЬГЫГЫТГЫН: КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ 258

Митяев М.В., Герасимова М.В. СТОК ВЗВЕШЕННОГО ВЕЩЕСТВА И ИНТЕНСИВНОСТЬ ЭРОЗИИ НА МУРМАНСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ 260

Назаров Д.В. ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРА СИБИРИ НА р. АГАПА 262

Назаров Н.Н., Копытов С.В. ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЙ ФЛЮВИАЛЬНЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КЕЛЬТМИНСКОЙ ЛОЖБИНЫ 264

Найдина О.Д., Баух Х.А. АРКТИЧЕСКИЙ ШЕЛЬФ: ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЬЕ 266

Наумов А.Н., Бурнатный С.С., Минюк П. С., Зубов А.Г. ПЕТРОМАГНИТНАЯ И МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ПОЛОВИНКА ЦЕНТРАЛЬНО-КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ....258

Непоп Р.К., Агатова А.Р. РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУВЫ 270

Николаева С.Б., Евзеров В.Я. О ПРОЯВЛЕНИЯХ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕКТОНИКИ В РЕЛЬЕФЕ И ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР РАЙОНА КОЛЬСКОГО ЗАЛИВА БАРЕНЦЕВА МОРЯ 271

Никонов А.А. СТРУКТУРЫ ЛАТЕРАЛЬНОГО СЖАТИЯ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ....273

Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б., Родкин М.В. ОПОРНЫЕ УЧАСТКИ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА – МЕТОДЫ, СПОСОБЫ ПАРАМЕТРИЗАЦИИ, РЕЗУЛЬТАТЫ....276

Новенко Е.Ю., Шумиловских Л.С., Руденко О.В., Зюганова И.С., Дюжова К.В. ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ НА ЮЖНОЙ ГРАНИЦЕ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ....279

Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А. РЕКОНСТРУКЦИЯ ЭТАПОВ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТРАНСГРЕССИИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ПО МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗ ШЕЛЬФОВЫХ КОЛОНОК 282

Овчинникова Д.Д., Якимова А.А. ХАРАКТЕРИСТИКА МИКРОСТРУКТУРЫ ЭМАЛИ ЩЕЧНЫХ ЗУБОВ ПОЛЕВОК (ARVICOLINAE, CRICETIDAE) ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЗВЕРИНОГОЛОВСКОЕ (ЮЖНОЕ ЗАУРАЛЬЕ)....284

Ожерельев Д.В. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КУЛЬТУРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СТОЯНКИ ЭПОХИ ОЛДОВАНА МУХКАЙ IIA (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ) 285

Орлов Н.А., Титов В.В., Тесаков А.С. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФАУНЕ ХАПРОВСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН – РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН) СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ 287

Осинцева Н. В., Горбунова Т. А., Шмидт И. В., Штойбле Х. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ЧЕРНООЗЕРЬЕ II (ОМСКАЯ ОБЛАСТЬ) 289

Оськина Н.С., Хусид Т.А., Либина Н.В., Доманов М.М. ПЕРЕНОС ТЕПЛОВОДНЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР АТЛАНТИЧЕСКИМИ ТЕЧЕНИЯМИ В КАРСКОЕ МОРЕ 291

Павлова М.Р., Галанин А.А., Шапошников Г.И., Рудая Н.А. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ РЕКИ СУОЛА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ) 294

Паластрова Е.С., Косинцев П.А. БЕЛКИ (*PTEROMYS VOLANS* Linnaeus, 1758; *SCIURUS VULGARIS* Linnaeus, 1758) В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ЕВРОПЫ И СЕВЕРНОЙ АЗИИ 296

Панин П.Г., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М., Филиппова К.Г. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ РАЗРЕЗА КУЛИКОВСКОЕ (ПРИАЗОВЬЕ) 298

Паранина А.Н., Паранин Р.В. ПРОБЛЕМЫ ГЕОАРХЕОЛОГИИ ПОБЕРЕЖИЙ БЕЛОГО МОРЯ (стенд) 300

Пахомов М.М. РОЛЬ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ГОР СРЕДНЕЙ АЗИИ В КАЙНОЗОЕ (НА ПРИМЕРЕ ПАМИРА) 302

Певзнер М.М., Смышляева О.И., Нечушкин Р.И., Каримов Т.Д., Большакова В.В., Яшина О.В. НОВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ПО ОПОРНЫМ РАЗРЕЗАМ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО/ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАМЧАТКИ 304

Пестова Л.Е., Шкатова В.К. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЕССОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ РФ 306

Писарева В.В., Фаустова М.А. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ НАЧАЛА КВАРТЕРА 308

Писарева В.В., Судакова Н.Г., Фаустова М.А. ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ 311

Писарчук Н.М., Козлов Е.А. КЛЮЧЕВЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОНА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДЛЯ ОЗЕР БЕЛАРУСИ В МУРАВИНСКОМ И ГОЛОЦЕНОВОМ МЕЖЛЕДНИКОВЬЯХ 314

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Никольский П.А. РАССЕЛЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА В АРКТИКЕ В ПЕРВОЙ ПОЛОВИНЕ МИС 3: НОВЫЕ ДАННЫЕ 316

Пономарев Д.В., Косинцев П.А. ЗНАЧЕНИЕ НАХОДКИ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОСТАТКОВ ВЫХУХОЛИ НА КРАЙНЕМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЫ ДЛЯ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ 318

Пономаренко Д.С. ТАКСОНОМИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ИСКОПАЕМЫХ НОР РОЮЩИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В ПОЧВАХ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА РУССКОЙ РАВНИНЫ 320

Попова Н.Н. ЭОПЛЕЙСТОЦЕН ПРАВОБЕРЕЖЬЯ Р. ЕНИСЕЙ (ТУНГУССКИЙ РАЙОН) 321

Поротов А.В., Сударев Р.И., Гарбузов Г.П. ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ДОЛИНЕ КУБАНИ 324

Правкин С.А., Большиянов Д.Ю. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ И ВОЗРАСТУ ТЕРРАС ДОЛИНЫ р. ЛЕНЫ 326

Прейс Ю.И. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ В ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – ИНДИКАТОРЫ ПЕРЕХОДНЫХ ПРИРОДНЫХ ЭТАПОВ В ГОЛОЦЕНЕ (устный) 328

Пузаченко А.Ю., Маркова А.К. ЭВОЛЮЦИЯ ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЕВРОПЫ В КОНЦЕ РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И В СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ 330

Рекант П.В., Гусев Е.А., Артемьева Д.Е., Зархидзе Д.В., Шкарубо С.И. ПОДВОДНЫЕ ГРАНИЦЫ НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ПО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ 332



Рековец Л.И., Рабиняк Е., Стржала Т. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ mtДНК ОСТАТКОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФАУН ЕВРОПЫ 335

Романенко Ф.А. ТОРФЯНИКИ НА ПОБЕРЕЖЬЯХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ: ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ 337

Руденко О.В., Новенко Е.Ю., Волкова Е.М., Мазей Н.Г. ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ ВЕРХНЕЙ ОКИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ) 339

Руденко О.В., Талденкова Е.Е., Чистякова Н.О. НОВЫЕ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ИЗ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ВПАДИНЫ (БАРЕНЦЕВО МОРЕ) 341

Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Субетто Д.А., Локтев А.С., Корост Д.В., Савельева Л.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА И ОСОБЕННОСТЯМ ПАЛЕГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ В ВОДНЫХ БАССЕЙНАХ ПО ВОСТОЧНОЙ ПЕРИФЕРИИ БАЛТИЙСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЩИТА 343

Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А. ЭТАПЫ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПЕДОГЕНЕЗА НА ЮГЕ СИБИРИ 345

Рыжов Ю.В., Константинов М.В. НИЗКИЕ РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ РЕК ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ: СТРОЕНИЕ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАСЕЛЕНИЯ ДРЕВНИМ ЧЕЛОВЕКОМ 347

Рященко Т.Г., Ухова Н.Н., Штельмах С.И., Лоншаков Г.С. МИКРОСТРУКТУРА, ХИМИЧЕСКИЙ И МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФА В РАЙОНЕ САХАЛИНА (ЮЖНО-КИРИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ) 349

Савельева Л.А., Лудикова А.В., Рудой А.С. НОВЫЙ РАЗРЕЗ МИКУЛИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАОНЕЖЬЕ 351

Садчикова Т.А., Чепалыга А.Л. ИСТОЧНИКИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА РАЗРЕЗА ЭЧКИ-ДАГ (ЭОПЛЕЙСТОЦЕН КРЫМА) В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ УРОВНЯ ГУРИЙСКОГО БАССЕЙНА 354

Сапелко Т.В. ДИНАМИКА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПЕРЕХОДНЫХ ЭТАПОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА 358

Сафарова С.А. РОЛЬ АЭРОЗОЛЬНОЙ ВЗВЕСИ В ЗАГРЯЗНЕНИИ АТМОСФЕРЫ И ОБРАЗОВАНИИ МОРСКИХ ОСАДКОВ 360

Саядян Ю.В., Хачатрян В.А. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЕРЕВАНСКОЙ ВПАДИНЫ (АРМЕНИЯ) 362

Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ 363

Седаева К.М., Константинов Е.А., Чэнь С., Курбанов Р.Н. ОСНОВНЫЕ ГРАНУЛОТИПЫ ЛЕССОВЫХ ПОРОД ПРИАЗОВЬЯ, НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ И СЕВЕРО–ЗАПАДНОГО КИТАЯ 366

Седов С.Н. ЕСТЬ ЛИ ЗАПИСИ О СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ПЕРЕХОДЕ В ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ АРХИВАХ ЕВРАЗИИ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ? 368

Седов С.Н., Шейнкман В.С., Юртаев А.А. НАХОДКИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПАЛЕОПОЧВ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕЙ ОБИ В СВЕТЕ ВНЕЛЕДНИКОВОГО РАЗВИТИЯ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ 370

Семенова Л.Р. СРЕДНИЙ И ПОЗДНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН МЕЖДУРЕЧЬЯ КАМА – ВЫЧЕГДА (устный) 373

Семиколенных Д.В., Арсланов Х.А., Игнатов Е.И., Лукша В.Л., Янина Т.А. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ 375

Сергеев А.В. «БАЛОЧНЫЙ АЛЛЮВИЙ» ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ 377

Сердюк Н.В. ИСКОПАЕМАЯ ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ПЕЩЕРЫ ЛОГОВО ГИЕНЫ (ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕН, СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ) 379

Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. НАКОПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПОЛНЕНИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ 381

Сизов А.В., Клементьев А.М., Фролов П.Д., Тесаков А.С., Зеленков Н.В., Сыромятникова Е.В., Никулина Е.Д., Бурова В.В. НОВОСТИ ИЗУЧЕНИЯ БИОТЫ АНГИНСКОЙ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ ТОЛЩИ ПРИБАЙКАЛЬЯ (РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН, БАССЕЙН ВЕРХНЕЙ ЛЕНЫ) 383

Сизов О.С., Вольвах А.О., Лоботросова С.А., Соромотин А.В. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА В БАССЕЙНЕ р. НАДЫМ 385

Симонова Ю.В., Русаков А.В. ПОЧВЫ ЗОНЫ РАЗГРУЗКИ ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ: ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ, СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ 388

Синицын А.А. ДИНАМИКА ОСВОЕНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИМ ЧЕЛОВЕКОМ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ НА ФОНЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ 390

Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю., Колегов П.П., Кондратьев М.Н. ПАЛЕОСЕЙСМО-ДИСЛОКАЦИИ В СЕВЕРНОМ ПРИОХОТЬЕ: НОВЫЕ ДАННЫЕ 392

Солодовников Д.А. СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОДВИЖНОСТЬ СИСТЕМ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ЮГА ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ 394

Соломина О.Н. ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СОБЫТИЙ ГОЛОЦЕНА 396

Сотникова М.В., Кириллова И.В. КРУПНЫЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ СЕМЕЙСТВА FELIDAE *PANTHERA (LEO)* EX. GR. *FOSSILIS–SPELAEA* ИЗ ЧЕРНОЯРСКОГО АЛЛЮВИЯ НА НИЖНЕЙ ВОЛГЕ (РОССИЯ) 398

Стельмах А.Г. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ГОЛОЦЕНА И СХЕМА СТРАТИФИКАЦИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧИРЧИК-АХАНГАРАНСКОГО БАССЕЙНА 400

Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Облогов Г.Е. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО РАЗРЕЗА В МЕСТЕ НАХОДКИ СОПКАРГИНСКОГО МАМОНТА (ЗАПАДНЫЙ ТАЙМЫР) 402

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ МОРФОЛИТОСТРУКТУР В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ВОЛГИ И ОКИ 405

Сыромятникова Е.В., Доронин И.В., Барышников Г.Ф. ПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ГЕРПЕТОФАУНА КАВКАЗА 407

Сырых Л.С., Субетто Д.А., Греков И.М. ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКАЯ БАЗА ДАННЫХ PALEOLAKE 409

Сычева С.А. РАЗВИТИЕ МЕЖДУРЕЧИЙ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ 411

Сычева С.А., Седов С.Н. ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ И ОПТИМАЛЬНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЛАНДШАФТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МЕКСИКИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 40000 ЛЕТ 413

Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Гусев Е.А., Степанова А.Ю., Новихина Е.С., Рекант П.В., Овсепян Я.С., Чистякова Н.О., Пяткова М.Н. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АМЕРАЗИЙСКОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛОНОК KD12-03-10C И AF07-31 С ХРЕБТА МЕНДЕЛЕЕВА (устный) 416

Тесаков А.С., Кириллова И.В. ВОДЯНЫЕ ПОЛЕВКИ (ARVICOLA) ПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕЙ ВОЛГИ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ 418

Тесаков А.С., Ожерельев Д.В. МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ РАНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА МУКХАЙ IIA (ДАГЕСТАН, РОССИЯ) И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ 420

Тесаков А.С., Титов В.В., Сотникова М.В., Бондарев А.А., Симакова А.Н., Фролов П.Д. ОБНОВЛЕННАЯ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА КВАРТЕРА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ И ЗАПАДНОЙ АЗИИ 422



Тимирева С.Н., Панин П.Г., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Филиппова К.Г. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ЗАПАДНОГО КРЫМА (НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ФОРМАЦИЙ) 424

Ткач Н.Т., Мюррей Э.Ш., Курбанов Р.Н., Янина Т.А. ДАТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА СРЕДНЯЯ АХТУБА (НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ) МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКИ СТИМУЛИРОВАННОЙ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ 428

Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П. ХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЛИНИЙ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА С РЕЛЯТИВНЫМИ ЛИНИЯМИ ПОДНЯТИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ЛОТТИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЗАПАД МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ) 430

Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П. ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН В РАЙОНЕ пос. ТЕРИБЕРКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) 432

Трубихин В.М., Чепалыга А.Л., Кулаков С.А. ВОЗРАСТ СТРАТОТИПА ТАМАНСКОГО КОМПЛЕКСА И СТОЯНОК ОЛДОВАНСКОГО ТИПА НА ТАМАНИ (ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ) 434

Тюнин Н.А. ГОЛОЦЕН ДЕЛЬТЫ КУБАНИ 436

Фаустова М.А., Карпухина Н.В. ХРОНОЛОГИЯ И ТЕМПЫ ПОСЛЕДНЕЙ ДЕГЛЯЦИАЦИИ ФЕННОСКАНДИИ 437

Федоров Г.Б., Савельева Л.А., Бобров Н.Ю., Лудикова А.В., Большиянов Д.Ю., Крылов С.С, Костромина Н.А., Черезова А.А., Титов А.В., Федоров А.Г. НЕСТАБИЛЬНЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И РАННЕГО ГОЛОЦЕНА НА ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ ОЗЕР 440

Федорова М.Е., Герасимов Д.В., Анисимов М.А. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ЮЖНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА И НА КАРЕЛЬСКОМ ПЕРЕШЕЙКЕ: ПОПЫТКА ОСМЫСЛЕНИЯ В СВЕТЕ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ 442

Форонова И.В. ИСТОРИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛОШАДЕЙ (EQUIDAE, PERISSODACTYLA) ЮГА СИБИРИ 444

Фролов П.Д., Куршаков С.В. ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ПРЕСНОВОДНАЯ ФАУНА ЮГА ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ 446

Хазин Л.Б., Кривоногов С.К., Гусев В.А. ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОСТРАКОДЫ ОЗЕРА САРГУЛЬ (НОВОСИБИРСКАЯ ОБЛАСТЬ) 448

Хазина И.В., Кузьмина О.Б., Михаревич М.В., Смирнов П.В., Константинов А.О. ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВОЗРАСТА ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ, ВСКРЫТЫХ В КАРЬЕРЕ БЛИЗ С. КАМЕНКА (ТЮМЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) 450

Хомченко Д.С., Янина Т.А., Борисова О.К., Курбанов Р.Н., Беляев В.Р., Гаранкина Е.В., Бердникова А.А., Константинова Н.Г., Рудинская А.И. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МАНЫЧСКОГО ПРОЛИВА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ 452

Хорева И.М. ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТКИ 454

Чегис В.В., Застрожнов А.С., Морозов С.А., Тесаков А.С., Казанский А.Ю., Фролов П.Д., Симакова А.Н., Александрова Г.Н. НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ДОНА 456

Чемагина Д.Д., Погодина Н.В., Струкова Т.В. *SPERMOPHILUS SUPERCILIOSUS* (RODENTIA, SCIURIDAE) ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ СРЕДНЕГО ЗАУРАЛЬЯ 459

Чепалыга А.Л. УНИКАЛЬНАЯ СИСТЕМА ЧЕРНОМОРСКИХ ТЕРРАС ЮБК: ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ, ДРЕВНЕЙШИЕ ОЛДОВАНСКИЕ МИГРАЦИИ И ПЕРВИЧНОЕ ЗАСЕЛЕНИЕ ЕВРОПЫ ЧЕРЕЗ КРЫМ 460

Чистякова Н.О., Талденкова Е.Е., Колесник А.Н., Колесник О.Н. ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО ПЛАТО НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛОНКИ МОРСКИХ ОСАДКОВ HCG-14 464

Чубур А.А. ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТА ДЛЯ СТОЯНОК ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА БАССЕЙНА ДЕСНЫ И СЕЙМА ПО ФАУНИСТИЧЕСКИМ КОМПЛЕКСАМ 466

Чупина Д.А., Зольнико И.Д. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ЦМР ДЛЯ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ПО СТЕПЕНИ УЯЗВИМОСТИ К ПРОЦЕССАМ ИССУШЕНИЯ/УВЛАЖНЕНИЯ....469

Чэнь С., Седаева К.М. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА РАЗРЕЗА «РАЙГОРОД» (НИЖНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ) 471

Шарин В.В., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Левченко С.Б. НОВЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗАМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН....473

Шаталова А.Е., Брылкин В.В., Королев И.А., Кублицкий Ю.А., Орлов А.В. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРО-БАЛТИЙСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА В ГОЛОЦЕНЕ 476

Шейков А.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КИЗЛЯРСКОГО ЗАЛИВА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К НЕМУ АКВАТОРИИ КАСПИЯ 477

Шейков А.А., Шкатова В.К. ОТРАЖЕНИЕ РЕГРЕССИВНЫХ СОБЫТИЙ КВАРТЕРА В АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ 479

Шейнкман В.С., Седов С.Н. ВНЕЛЕДНИКОВОЕ РАЗВИТИЕ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ – НОВЫЕ ФАКТЫ И ДОКАЗАТЕЛЬСТВА 481

Шейнкман В.С., Симонов О.А., Корнейчик О.Е., Куваев К.Ю., Соколов А.И. НОВЫЙ ПОДХОД К МЕТОДИКЕ ТЕРМОЛЮМИНИСЦЕНТНОГО ДАТИРОВАНИЯ....484

Шелехова Т.С. ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ВОДОЕМОВ КАРЕЛИИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ (ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА)....486

Шипкова Г.В., Ильина Л.П. СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ПОЧВЫ И ПАЛЕОПОЧВЫ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ РЕКИ МЕДВЕДИЦЫ 487

Шитов М.В., Лаврова Н.Б., Филимонова Л.В. К ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ РЕКИ СВИРЬ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ИЗ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ....489

Шкатова В.К., Астахов В.И. ГРАНИЦЫ МОРСКИХ ТРАНСГРЕССИЙ КВАРТЕРА НА БЕРЕГАХ РОССИИ 491

Шполянская Н.А. РАЗНОНАПРАВЛЕННОЕ РАЗВИТИЕ КРИОЛИТОЗОНЫ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ....493

Шуньков М.В., Болиховская Н.С., Козликин М.Б., Ульянов В.А. НОВЫЕ ДАННЫЕ В ИЗУЧЕНИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ ДЕНИСОВА ПЕЩЕРА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ АЛТАЯ....495

Щелинский В.Е. ПРИРОДНАЯ СРЕДА И КУЛЬТУРА ОХОТНИКОВ И СОБИРАТЕЛЕЙ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ В РАННЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ....497

Яковлев А.Г., Данукалова Г.А., Осипова Е.М., Курманов Р.Г. БИОСТРАТИГРАФИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ 500

Ялковская Л.Э., Маркова Е.А., Бородин А.В. НАЗЕМНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СРЕДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЕВРАЗИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ХАШГОРТ В НИЖНЕМ ПРИОБЬЕ....503

Янина Т.А., Курбанов Р.Н., Свиточ А.А., Стрелецкая И.Д., Ткач Н.Т., Яровая С.К. АТЕЛЬСКАЯ ТОЛЩА НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ, ЕЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ 504



CONTENTS

Abdunazarov W.K., Stelmakh A.G. CARBONATE CONCRETIONS OF LOESS-SOIL DEPOSITS OF RIVERS CHIRCHIK AND AKHANGARAN 3

Agatova A.R., Nepop R.K., Zhdanova A.N., Khazin L.B., Moska P. PROBLEMS OF INTERPRETING AGES AND PALEOENVIRONMENTAL CONDITIONS OF QUATERNARY LACUSTRINE DEPOSITS FORMATION WITHIN THE KURAI-CHUYA SYSTEM OF INTERMOUNTAIN DEPRESSIONS, RUSSIAN ALTAI 5

Akpambetova K.M. OCCURRENCE OF DESERTIFICATION PROCESSES IN MINING LANDSCAPES OF KAZAKHSTAN....6

Alifanov V.M. PALEOCRYOGENESIS, HOLOCENE AND MODERN SOILS 8

Anderson P.M., Lozhkin A.V., Minuyk P.S., Nedorubova E.Yu. THE ENVIRONMENT OF THE EASTERN ARCTIC AT THE GELASIAN-CALABRIAN BOUNDARY 11

Andreicheva L.N., Buravskaya M.N. ZIRCON IN GLACIAL DEPOSITS OF THE EUROPEAN NORTH-EAST OF RUSSIA 13

Andreicheva L.N., Ponomarev D.V. LITHOLOGICAL AND BIOSTRATIGRAPHIC CRITERIA FOR THE SUBDIVISION OF NEOPLEISTOCENE IN THE NORTHEAST OF EUROPEAN RUSSIA....15

Anisimov M.A., Barlyev A.E., Sapelko T.V., Nosevich E***.S., Romanovskiy F.A.*** PALEOGEOGRAPHY OF THE HOLOCENE ON THE FRANZ – JOSEF LAND ARCHIPELAGO: ANALYSIS OF STUDY, NEW DATA....16

Arslanov Kh.A. THE PRESENT STATE AND PROSPECTS OF RADIOCARBON METHOD FOR DATING OF QUATERNARY SEDIMENTS 18

Astakhov A.S., Dar'in A.V., Kalugin I.A. RECONSTRUCTION OF THE LATE HOLOCENE HISTORY OF CATASTROPHIC FLOODS ON THE WEST COAST OF THE SEA OF JAPAN USING THE RECORDS IN THE SHELVES SEDIMENTS 21

Astakhov A.S., Yanguang Liu, Dar'in A.V., Kalugin I.A., Bosin A.A. POSSIBLE RECONSTRUCTION OF ICE CONDITIONS IN THE ARCTIC BY DETAILED VARIATION OF CHEMICAL COMPOSITION IN SHELVES SEDIMENTS (X-RAY FLUORESCENSE ON SINHROTRON RADIATION SCANNING)....24

Astakhov V.I. CORRELATION OF GLACIAL FORMATIONS IN THE NORTHERN URALS 27

Badyukova E.N. GEOMORPHIC ANALYSIS IN THE INTERPRETATION OF GEOLOGICAL MATERIALS (ON THE EXAMPLE OF THE NORTHERN CASPIAN PLAIN) 29

Baigusheva V.S., Matishov G.G., Titov V.V. PALEOECOLOGY OF COLD CLIMATIC STAGES OF LATE PLEISTOCENE AT PERIGLACIAL ZONE OF THE SEA OF AZOV REGION....31

Bakina L.G., Pavlova E.Y., Kritsuk S.G., Pitulko V.V. HUMUS CONTENT AND FRACTION-GROUP COMPOSITION OF THE ICE COMPLEX DEPOSITS OF THE YANA RHS SITE (WESTERN PART OF YANA-INDIGHIRKA LOWLAND) 33

Baranov D.V., Belyaev V.R., Eremenko E.A., Zaretskaya N.E., Panin A.V. INFLUENCE OF GLACIAL ISOSTATIC ADJUSTMENT ON THE UPPER VOLGA VALLEY DEVELOPMENT 35

Baranskaya A.V., Romanenko F.A., Arslanov Kh.A., Petrov A.Iu., Maksimov F.E. QUATERNARY DEPOSITS OF THE BELYI ISLAND AND YAVAY PENINSULA (ARCTIC WESTERN SIBERIA) 37

Belyaev V.R., Garankina E.V., Potapova V.I., Shorkunov I.G., Andreev P.V., Verlova T.A. GEOLOGIC AND GEOMORPHOLOGIC STRUCTURE AND POSTGLACIAL DEVELOPMENT OF GULLIES AT THE WESTERN SLOPE OF NERO LAKE HOLLOW 39

Belyanin P.S., Belyanina N.I., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Gornov D.A. THE LATE HOLOCENE HISTORY DEVELOPMENT OF VEGETATION OF THE SOUTH-WESTERN COAST OF PETER THE GREAT BAY (ЯПОНСКОЕ МОРЕ) 42

Belyanin P.S., Ivanov V.V., Lesnov S.V., Belyanina N.I., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E. BIOSTRATIGRAPHY ANALYSIS OF THE LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE VALLEY DEPOSITS IN THE KHOR RIVER HEAD (MIDDLE SIKHOTE-ALIN) 44

Bichev T.I., Yepifanov V.A., Ivanov A.V., Yachkov I.A. THE VOLGA REGION ARTIFICIAL RING-SHAPED OBJECTS AS PROBABLE GEOARCHEOLOGICAL OBJECTS – i.e. NEAR HORIZON PALEOOBSERVATORIES 46

Bogdanov N.A. DIAGNOSIS OF THE AGE OF TITANIUM-ZIRCONIUM PLACERS OF THE BALTIC SEA COAST 48

Bolikhovskaya N.S., Porotov A.V. THE MAIN STAGES OF VEGETATION AND CLIMATE EVOLUTION IN THE TAMAN PENINSULA DURING THE LAST 7.4 CAL. KA AND THEIR CORRELATION WITH RAPID SEA-LEVEL FLUCTUATIONS OF THE BLACK SEA 51

Bolshiyanov D.Yu. ABOUT TECTONIC ORIGINATION OF RIDGES BY THE EXAMPLE OF SOLOVETSKIE OSTROVA AND KARELIAN ISTHMUS 53

Bondarev A.A., Tesakov A.S., Dorogov A.L. NEW RECORDS OF QUATERNARY MAMMALS IN THE OMSK AREA (WEST SIBERIA, RUSSIA) 56

Borisova O.K., Sidorchuk A.Yu., Panin A.V. LARGE LATEGLACIAL PALEOCHANNELS IN THE EAST EUROPEAN PLAIN: RECONSTRUCTION OF THE FORMATION CONDITIONS 58

Borodatyi I.L. THE RIGHT BANK OF THE UPPER KAMA REGION AND THE ELEVATION OF KRASNYY YAR – STRATOTYPE OF THE PLEISTOCENE SECTION OF THE VYATKA-KAMA INTERFLUVE 59

Borsuk O.A. COMPREHENSIVE ANALYSIS OF GRUBOOBLOMOCHNYH SEDIMENTS FOR PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS 62

Bortsov A.V., Lisitsyna O.M. RECONSTRUCTION OF THE LATE NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE PERMAFROST PALEODYNAMICS FOR THE NORILSK–PYASINO REGION 64

Budnikov A.L. BALOISKY FLAREDSTREAM AND FORMATION DILUVIAL PLACERS OF GOLD (EASTEM SAYANS) 66

Burova V.V., Nikulina E.D. PALEOFAUNA OF THE LATE PLEISTOCENE OF CIS-BAIKAL (ON THE EXAMPLE OF THE LOCALITY TUYANA) 68

Butwilowski V.V. LAWS OF EVOLVEMENT AND DEVELOPMENT OF THE RELIEF AS A BASIS OF GEOMORPHOLOGICAL CLASSIFICATIONS AND RECONSTRUCTIONS 69

Bukhsianidze M. REMAINS OF *CERVALCES GALLICUS* FROM DMANISI 71

Bylinskaya M.E., Golovina L.A., Radionova E.P., Pokrovskii B.G. PALEOENVIRONMENTS IN THE FRAM STRAIT DURING MIS 2–6 RECONSTRUCTED FROM PALEOBIOLOGICAL AND ISOTOPE RECORDS 72

Bychkova O.D. PRELIMINARY RESULTS OF MORPHOMETRIC ANALYSIS OF WOLF *CANIS LUPUS* L. FROM THE LATE PALEOLYTIC SITE AVDEEVO (KURSK REGION, RUSSIA) 74



Volkova V.S., Gnibidenko Z.N. NEW POSITION OF THE BASE OF THE QUATERNARY IN WEST SIBERIA 76

Volvakh (Sizikova)A.O., Zykina V.S., Zykin V.S. COMPLEX STUDY OF THE LATE PLEISTOCENE LOESS-PALEOSOL SEQUENCE OF MIDDLE ALTAI, UST'-PUSTYNKA SECTION 78

Voskresenskaya T.N. LATE CENOZOIC DEPOSITS COMPOSITION AND PALEOGEOGRAPHY OF THE KHANKA LAKE DEPRESSION 80

Galanin A.A. LATE QUARTERNARY CRYODESERTS OF CENTRAL YAKUTIA 83

Garankina E.V., Belyaev V.R., Belyaev Y.R., Garova E.S., Gurinov A.L., Ivanov M.M., Tulyakov E.D., Romanenko F.A., Khalyapin A.A. RECONSTRUCTION OF DEBRIS FLOW ACTIVITY IN KHIBINY MOUNTAINS VALLEYS BASED ON RADIOISOTOPIC TECHNIQUES 86

Gerasimova M.V., Mityaev M.V. FLOW SUSPENDED MATTER AND SPEED OF EROSION CATCHMENT BAYS CHUPA, MEDVESCHAY, KERET, LETNYAYA OF KARELIAN COAST 87

Gimranov D.O., Kosintsev P.A. THE FIRST FINDING OF PORCUPINE (*HYSTRIX* SP.) AND WILD BOAR (*SUS SCROFA*) IN THE LATE PLEISTOCENE OF SOUTHERN URALS 89

Glazyrin E.A., Kurilov P.I., Sheykov A.A. CORE AND SEDIMENTS COLUMNS OF QUATERNARY DEPOSITS OF SOUTH SEAS OF RUSSIA, AS A MATERIAL MEDIA FOR STUDYING THE QUARTERLY PERIOD OF THE REGION 91

Glushankova N.I. THE RECONSTRUCTION OF THE SOIL COVER IN LANDSCAPES OF FIRST HALF OF AVERAGE NEOPLEISTOCENE IN TERRITORY OF POOLS OF DNEPR, DON, VOLGA 93

Glushkova O.Yu., Smirnov V.N. GEOMORPHOLOGY OF LAVA FLOWS OF QUATERNARY VOLCANOS OF ANYUI GROUP: COMPARATIVE ANALISIS 95

Golovanova O.V. NEO PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE NORTHERN NEAR CASPIAN REGION IN THE ASTRAKHAN GAS CONDENSATE FIELD. SPECIFICS, STRUCTURE AND MODELS OF FORMATION 97

Golovachev M.V., Titov V.V. PALEOECOLOGY AND GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION OF THE KHAZAR FAUNAL COMPLEX 99

Golubeva Yu.V., Kryazheva I.V. HOLOCENE PLANT AND FAUNA COMMUNITIES OF THE SUBPOLAR URALS (ACCORDING TO RECORDS FROM CAVE LOCALITIES SCHUGER AND KOZHYM) 101

Golubtsov V.A., Cherkashina A.A., Tuhta S.A. SECONDARY CARBONATE ACCUMULATIONS IN SOILS OF BAIKAL REGION: PALAEOGEOGRAPHICAL ASPECTS OF INVESTIGATION 103

Gorbatov E.S., Kolesnikov S.F. GLACIOLACUSTRINE DEPOSITS OF THE KHIBINY 105

Grekov I.M., Leontev P.A., Syrykh L.S., Subetto D.A. APPLICATION OF GIS IN RECONSTRUCTION OF WHITE SEA LEVEL VIBRATIONS IN THE HOLOCENE ON PALEOLYMNOLOGICAL DATA (SOLOVETSKY ARCHIPELAGO AND ONEGA PENINSULA) 107

Gugalinskaya L.A., Alifanov V.M. LATE VALDAI MANTLE OF LOESSLIKE LOAMS AS THE PARENT ROCKS FOR HOLOCENIC SOILS 109

Danukalova G., Zastrozhnov A. STATE OF THE STRATIGRAPHICAL STUDY OF THE QUATERNARY OF THE LOWER VOLGA REGION 111

Darin A.V., Babich V.A., Kalugin I.A. THE CLIMATE CHANGES CYCLICITY IN CENTRAL ASIA IN THE LATE GOLOCENE (ANALYTICAL MICROSTRATIGRAPHY OF HAKASIA AND MONGOLIA SALT LAKES VARVE SEDIMENTS) 114

Deev E.V. ACTIVE FAULTS AND PALEOEARTHQUAKES OF THE GORNY ALTAI 115

Demidova S.V., Yakubovskaya T.V., Rylova T.B. STRATIGRAPHIC CHART OF THE QUARTERNARY OF BELARUS: NEW VERSION IN CONNECTION WITH INCREASE OF THE VOLUME OF THE SYSTEM 117

Dikarev V.A. OXYGEN ISOTOPE BALANCE IN HOLOCENE OF THE BLACK SEA BASIN 119
Drouchits V.A., Sadchikova T.A. GAS HYDRATES IN CRYOLITHOZONE OF DIFFERENT QUATERNARY ENVIRONMENTS 121
Dyuzhova K.V. RECONSTRUCTION OF THE CONDITIONS OF EXISTENCE OF THE ANTIQUE TANAIS CITY ACCORDING TO POLLEN ANALYSIS 123
Enikeev F.I. PATTERNS OF EXCOGENOUS DEVELOPMENT OF THE TRANSBAIKALIA RELIEF IN THE QUARTERNARY 125
Yepifanov V.A. A GEOLOGICAL-CLIMATIC MODEL AND GEOLOGICAL FEATURES OF THE QUATERNARY AND OTHER GLOBAL GLACIAL PERIODS ON EARTH 129
Yepifanov V.A. CATASTROPHIC DEGASSING AS A LEADING FACTOR OF GLOBAL CLIMATE CHANGES IN THE QUATERNARY PERIOD. THE REASONS, FEATURES, AND SCALES 131
Erbajeva M.A., Alexeeva N.V., Khenzykhenova F.I., Namzalova O.D. FAUNISTIC COMPLEXES OF THE WESTERN TRANSBAIKALIA, THE ANALOGUES OF V.I. GROMOV'S COMPLEXES 133
Zharkov V.A. ABOUT THE LATE LIKHVINIAN – DNIEPER AGE OF THE MAXIMAL PHASE OF BOREAL TRANSGRESSION IN THE PECHORA RIVER BASIN (NEW DATA) 135
Zaretskaya N.E., Panin A.V. THE SIS SOUTHEASTERN LIMITS AND RELATED PROGLACIAL EVENTS: AN OVERVIEW 137
Zastrozhnov A., Danukalova G., Murray A. NEW DATA ON THE AGE OF THE NEOPLEISTOCENE DEPOSITS OF THE LOWER VOLGA SITES ACCORDING TO THE OSL METHOD RESULTS 139
Zinoviev E.V., Pavlova E.Yu., Pitulko V.V. THE RESULTS OF SUB-FOSSIL INSECT ANALYSIS FROM THE ICE-COMPLEX DEPOSITS OF THE YANA RHS SITE (WESTERN PART OF YANA-INDIGHIRKA LOWLAND) 140
Zinoviev A.V., Shidlovskiy F.K., Kirillova I.V. METAPODIA-BASED DETERMINATION OF GENDER AND BODY HEIGHT FOR BISONS OF THE RUSSIAN NORTH-EAST 142
Zolnikov I.D. STRUCTURE, AGE AND FORMATION CONDITIONS OF THE QUATERNARY TERRACE-RIDGES OF THE UPPER OB REGION (BIYSK-TOMSK) 144
Zykin V.S., Zykina V.S. DEBATABLE PROBLEMS AND CURRENT STATUS OF STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF QUATERNARY OF WESTERN SIBERIA 146
Zykina V.S., Zykin V.S., Volvach A.O., Smolyaninova L.G., Ovchinnikov I.Yu. FEATURES OF THE STRUCTURE OF THE PLEISTOCENE LOESS-SOIL SEQUENCE OF NORTHERN FOOTHILLS OF THE ALTAI MOUNTAINS (SECTION KRASNOGORSKOE) 148
Zyuganova I.S. HOLOCENE CARPOLOGICAL ASSEMBLAGES FROM THE CENTRAL REGIONS OF THE EAST-EUROPEAN PLAIN 150
Ivanova V.V., Nikolskiy P.A. USE OF THE METHOD OF STRATIGRAFIC PROVENANCE TESTING OF FOSSIL MAMMAL REMAINS BASED ON TRACE ELEMENTS COMPOSITION IN THE NORTH-EAST OF RUSSIA 152
Ivanova V.V., Shchetnikov A.A., Erbaeva M.A., Filinov I.A., Alexeeva N.V. COMPOSITION OF PALAEOSOLS OF TOLOGOI KEY SECTION (TRANSBAIKALIA) AS THE REFLECTION OF PALEOCLIMATIC CONDITIONS OF THEIR FORMATION 155
Ivanshin S.O., Sheykov A.A. CHARACTERISTIC OF SEDIMENTS OF SURFACE OF THE BOTTOM OF THE CASPIAN SEA APPROACHING TO THE ISLAND OF SANCTIONS 157
Izmailov Ya.A., Arslanov H.A., Gusakov I.N. MARINE HOLOCENE OF THE AZOV DELTA OF THE KUBAN AND ITS CORRELATION WITH SEDIMENTS OF THE BLACK SEA COAST 159



Kazmin S.P. THE LOESS-SOIL-CRYOGENIC SEQUENCE OF THE SUBAERIAL FORMATION 162
Kazmin S.P., Volkov I.A. NALEDI-SLONOVA SUBAERIAL FORMATION ARCTIC 164
Kalmykov N.P. A DIRECTIONAL CHANGE IN THE NATURAL ENVIRONMENT IN THE PLEISTOCENE OF THE SOUTH OF EASTERN SIBERIA 166
Karevskaja I.A. LANDSCAPES OF THE MIDDLE NEOPLEISTOCENE IN THE FAR EAST OF RUSSIA ON PALYNOLOGICAL DATA 168
Karevskaya I.A., Mukhametshina E.O. LATE PLEISTOCENE LANDSCAPES OF UPPER VOLGA BASIN BASED ON PALYNOLOGICAL DATA 170
Karpukhina N.V., Konstantionov E.A., Shilova O.S. NEW DATA ON SEDIMENTATION AND DEVELOPMENT OF LAKES IN THE CENTRAL PART OF THE PSKOV LOWLAND 172
Kartozia A.A. DIFFERENCES BETWEEN CRYOGENIC AND LANDSLIDE DEFORMATIONS IN THE TERRASED COMPLEXES DEPOSITS OF THE SOUTH SIBERIA 173
Kiselev D.N., Kotova Ya.A. ABOUT PERIGLACIAL GENESIS OF RING STRUCTURES OF THE NORTHERN COAST OF THE RYBINSK RESERVOIR 175
Kiskina A.R., Petrov A.Yu., Savelieva L.A., Rybalko A.E. FIRST RADIOCARBON DATING RESULTS OF BOTTOM SEDIMENTS FROM THE PETROZAVODSK BAY (ONEGA LAKE) 179
Klementiev A.M., Oreshnikov I.A. HANTING FAUNA ON THE AFONTOVA GORA-II: SOUTH-WESTERN GROUPS OF THE EXCAVATIONS 2014 181
Klyuvitkina T.S., Polyakova Ye.I. MICROALGAE IN PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS ICE CONDITIONS OF THE LAPTEV SEA 183
Kokin O.V., Kirillova A.V. THE ROLE OF THE SURGE GLACIER PHENOMENON IN THE RECONSTRUCTION OF THE QUATERNARY GLACIATION EVOLUTION 186
Kokovkin A.A. NEOPLEISTOCEN-HOLOCENE ABROAD IN THE STRUCTURING OF THE CONTINENTAL CRUST, ITS GEOLOGICAL INDICATORS AND POSSIBLE NATURE 188
Kolomiets V.L. LITHOLOGICAL-STRATIGRAPHIC AND PALEOGEOGRAPHIC ANALYSIS OF THE SEDIMENTARY STRATA IN THE TUNKA DEPRESSION DURING THE QUATERNARY (BAIKAL RIFT) 190
Kolomiets V.L., Budaev R.Ts. SEDIMENTARY STRATA OF THE TERRACE COMPLEX IN THE UST'-DZHIDA BASIN: LITHOLOGY, GENESIS AND PALEOGEOGRAPHY (TRANSBAIKALIAN SIBERIA) 192
Kolfschoten van T. THE LOWER PALAEOLITHIC LOCALITY SCHÖNINGEN (GERMANY) – DATING, HOMININ SUBSISTENCE AND BEHAVIOR 195
Konstantinov E.A., Karpukhina N.V., Garankina E.V., Belyayev V.R., Bricheva S.S., Gurinov A.L., Zakharov A.L. NEW DATA ON THE STRUCTURE OF THE BOTTOM DEPOSITS AND THE TERRACE OF THE NERO LAKE 196
Korona O.M., Pavlova E.Yu., Pitulko V.V. LATE PLEISTOCENE LANDSCAPE CHANGE NEXT TO PALEOLITHIC YANA RHS SITE (BASED ON THE RESULTS OF PLANT MACROFOSSIL ANALYSIS) 198
Korotaev V.N. MOUTH SEDIMENTOLOGY SYSTEMS 200
Korsakova O.P., Kolka V.V., Vashkov A.A., Baranskaya A.V., Tolstobrov D.S. RESENT TECTONICS OF THE KANDALAKSHA BAY COAST (WHITE SEA) 201
Kostromina N.A., Savelieva L.A., Fedorov G.B. FIRST RESULTS OF THE TAYMYR LAKE NORTH SHORES TERRACES STYDYES 204
Kotler S.A. REGULARITIES OF STRUCTURE AND FORMATION OF ALLUVIAL DEPOSITS AND RELIEF IN THE LATE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE IN CHUYA AND KATUN RIVERS VALLEYS (ALTAY MOUNTAINS) 206
Kosheleva E.A. APPLICATION OF PHITOINDICATION METHODS IN THE RECONSTRUCTION OF PALEOLANDSCAPES 208

Kryazheva I.V. DATA ON THE HISTORY OF MODERN MICROTERIOFAUNA OF THE CHERNYSHEV RIDGE....209

Kublitskiy I.A., Subetto D.A., Lavrova N.B., Kulkova M.A., Nesterova L.A., Alexandrova K.V. ENVIRONMENTAL VARIABILITY AND THE FIRST TRACE OF ANTHROPOGENIC ACTIVITY IN VISHTYNETSK HIGHLAND (KALININGRAD REGION)....212

Kuzmina O.B., Khazina I.V., P Smirnov.V., Konstantinov O.A., Agatova A.R. SUBSTANTIATION OF THE QUATERNARY AGE (PALYNOLOGY AND RADIO-CARBON ANALYZES) OF THE DEPOSITS OVERLYING THE ISHIM FORMATION (UPPER MYOCENE) IN THE SOUTH OF THE TYUMEN REGION (WESTERN SIBERIA) 213

Lavrov A.S., Potapenko L.M. ON THE DURATION OF THE HOLOCENE AND THE EPIHOLOCENE GLACIATION (PALINOCHRONOLOGICAL METHOD: FIRST RESULTS)....216

Lavrova N.B. PALEOGEOGRAPHY OF THE SOUTH-EASTERN KARELIA IN THE LATE GLACIAL – HOLOCENE....218

Lavrushin Yu.A. DENUDATION PROCESSES OF THE LATERAL PART OF THE PLACORE COMPOSED OF LOOSE SEDIMENTS, AS A KEY ELEMENT OF ITS DESTRUCTION....220

Larin S.I., Laukhin S.A., V Alekseeva.A., Maksimov F.E. ABOUT RELECTION OF SARTAN GLACIATION STAGES IN SEDEMENTS OF ISHIM-IRTYSH INTERFLUVE (SOUTH OF WESTERN SIBERIA INTRAGLACIAL ZONE) 222

Laukhin S.A., Pushkar V.S., Cherepanova M.V. ENVIRONMENT COMPARISON OF SIBERIA AND FAR EAST ON TEMPORAL LEVEL OF MIS-5 224

Lev S.Yu., Tumskoy V.E. NATURAL GROUND DEFORMATIONS ON ZARAYSK UPPER PALEOLITIC SITE....226

Levina N.B., Sorokina E.P., Meshalkin K.A. THE ROLE OF GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL FEATURES AND TECTONIC ACTIVITY IN THE FORMATION OF LANDSCAPES OF NADYM-TAZOVSKY INTERFLUVE (WESTERN SIBERIA) 228

Levitan M.A., Druschits V.A., Antonova T.A., Gel'vi T.N. FACIES STRUCTURE AND QUANTITATIVE PARAMETERS OF EURASIAN PLEISTOCENE DEPOSITS 231

Leonova E.V., Serdyuk N.V., Spiridonova E.A., Tesakov A.S., Chernyshova E.V. ARCHAEOLOGICAL SITES AT THE TURN OF THE PLEISTICENE AND HOLOCENE IN GUBS GORGE: CHRONOLOGY, STRATIGRAPHY, ENVIRONMENT....233

Likutov E.Yu. DIAGNOSTIC INDICATIONS of PEBBLES from the ALLUVIUM, GLACIAL AND CRYOGENIC FORMATIONS AND CONGLOMERATES....235

Lobanov G.V., Chubur A.A., Gur'yanov V.N., Protasova A.P., Trishkin B.V. HISTORICAL AND GEOGRAPHICAL PATTERNS OF RIVER VALLEYS DEVELOPMENT ON THE UPPER DNIEPER BASIN IN THE PALEOLITHIC-MIDDLE AGES 237

Loskutov Yu.I. ARCTIDA – HYPERBOREA DID EXIST! 239

Mavlyudov B.R., Kadebskaya O.I., Bazarova E.P., Kuderina T.M., Ekba Ya.A. SEDIMENTS OF NOVOAFONSKAYA CAVE 241

Makarov S.A., Arslanov Kh.A., Cherkashina A.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu., Starikova A.A. CONSEQUENCES IN THE CENTRAL AND SOUTHERN PARTS OF THE BAIKAL RIFT ZONE, BASED ON RADIO-CARBON ANALYSIS....243

Makarova N.V., Sukhanova T.V. CHANGE STRUCHURAL PLANS IN THE QUATERNARY ON THE TERRITORY OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM AND ADJACENT PART OF THE SKYTHIAN PLATE....245

Makeev A.O., Rusakov A.V., Lebedeva M.P., Bagrova C.M., Sosnova E.O., Kurbanov R.N., Yanina T.A. PALEOSOLS AS A PROXY OF ENVIRONMENTAL DYNAMIC IN LOWER VOLGA RIVER BASIN DURING THE LAST GLACIAL-INTERGLACIAL MACROCYCLE....247

Markova E.A. DESPECIALIZATION OF DENTITION IN MODERN POPULATIONS OF GREY VOLES (SUBGENUS MICROTUS): EXAMPLES, CAUSES AND POTENTIAL IMPLICATION FOR INTERPRETING THE QUATERNARY FOSSIL RECORD OF ARVICOLINES 249

Marchenko-Vagapova T.I., Isacov V.A. LITHOLOGICAL AND PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE UPPERPLEISTOCENE DEPOSITS IN THE KUYA RIVER BASIN 251
Makhinov A.N., Makhinova A.F. GLACIARY AND PERIGLACIAL FORMS OF RELIEF IN MODERN LANDSCAPES OF PRIAMURIYA AND PRIOKHOTIYA 253
Melik-Adamyan H.H. BIOSTRATIGRAPHIC AND PALEOECOLOGICAL SIGNIFICANCE OF THE UPPER-PLEISTOCENE TERIOFAUNA OF THE PAMBAK RIVER BASINS IN THE NORTH OF ARMENIA 256
Minyuk P.S., Borkhodoev V.Ya. GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL DATA OF THE BIOGENIC AND AUTIGENIC SEDIMENTATION IN ELGYGYTGYN LAKE: CLIMATOSTRATIGRAFIC IMPORTANCE 258
Mityaev M.V., Gerasimova M.V. FLOW SUSPENDED MATTER AND SPEED OF EROSION OF MURMANSK COAST 260
Nazarov D.V. KEY SECTIONS OF PLEISTOCENE FOR THE SIBERIAN NORTH AT THE AGAPA RIVER 262
Nazarov N.N., Kopytov S.V. LATE VALDAI FLUVIAL MORPHOLITOGENESIS OF THE SOUTHERN PART OF THE KELTMA HOLLOW 264
Naidina O.D., Bauch H.A. ARCTIC SHELF: ENVIRONMENTAL CHANGES AND CLIMATE IN THE LAPTEV SEA REGION IN THE LATE POSTGLACIAL TIME 266
Naumov A.N., Burnatny S.S., Minyuk P.S., Zubov A.G. ROCK MAGNETIC AND MAGNETIC MINERALOGICAL DATA OF THE LATE PLEISTOCENE SEDIMENTS OF POLOVINKA SECTION FROM THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION 268
Nepop R.K., Agatova A.R. RADIOCARBON CHRONOLOGY OF THEHOLOCENE EVENTS WITHIN INTERMOUNTAIN DEPRESSIONS OF SOUTHWESTERN TUVA 270
Nikolaeva S.B., Yevzerov V.Ya. EVIDENCE OF THE HOLOCENE TECTONICS IN THE RELIEF AND LAKE BOTTOM SEDIMENTS AT THE KOLA GULF AREA OF BARENTS SEA 271
Nikonov A***.A.*** STUCTURES OF LATERAL PRSSURE IN LOOSE DEPOSITS IN NORTH-WEST PART OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM AND THEIR INTERPRETATION 273
Nikonov A.A., Shvarev S.V., Nikolaeva S.B., Rodkin M.V. KEY-PLOTS OF HOLOCENE PALEOSEISMOLOGICAL RESEARCH IN RUSSIAN PART OF THE FENNOSCANDIAN CRISTALLINE SHIELD: METHODS, PARAMETRIZATION TECHNICS, RESULTS 276
Novenko E.Yu., Shumilovskikh L.S., Rudenko O.V., Zyuganova I.S., Duyzhova K.V. LANDSCAPE DYNAMICS AT THE SOUTHERN BOUNDARY OF THE FOREST ZONE OF THE EAST EUROPEAN PLAIN DURING THE HOLOCENE 279
Ovsepyan Ya.S., Taldenkova E.E., Bauch H.A. RECONSTRUCTION OF THE STAGES OF LAPTEV SEA HOLOCENE TRANSGRESSION BASED ON MICROPALEONTOLOGICAL DATA FROM SHELF SEDIMENT CORES 282
Ovchinnikova D.D., Yakimova A.A. ENAMEL MICROSTRUCTURE IN THE MOLARS OF VOLES (ARVICOLINAE, CRICETIDAE) FROM ZVERINOGOLOVSKOYE LOCALITY (SOUTHERN TRANS-URALS) 284
Ozherelyev D.V. FEATURES OF CULTURAL LAYERS FORMATION OF OLDOWAN SITE MUHKAI IIA (NORTH-EASTERN CAUCASUS) 285
Orlov N.A., Titov V.V., Tesakov A.S. NEW DATA ON THE KHAPRY FAUNAL COMPLEX (LATE PLIOCENE – EARLY PLEISTOCENE) FROM THE NORTH-EAST OF AZOV REGION 287
Osintseva N.V., Gorbunova T.A., Shmidt I.V., Stäuble H. NEW DATA ON GEOMORPHOLOGY, STRATIGRAPHY AND DATING OF THE SITE CHERNOOZERIE II (OMSK REGION) 289
Oskina N.S., Khusid T.A., Libina N.V., Domanov M.M. THE TRANSFER OF THE WARMWATER PLANKTONIC FORAMINIFERA WITH THE ATLANTIC CURRENTS TO THE KARA SEA 291
Pavlova M.R., Galanin A.A., Shaposhnikov G.I., Rudaia N.A. FEATURES SEDIMENTATION AND PALYNOLOGICAL CHARACTERISTIC OF LATE QUATERNARY DEPOSITS IN THE SUOLA RIVER BASIN (CENTRAL YAKUTIA) 294

Palastrova E.S., Kosintsev P.A. SQUIRRELS (*PTEROMYS VOLANS* LINNAEUS, 1758; *SCIURUS VULGARIS* LINNAEUS, 1758) IN THE PLEISTOCENE AND THE HOLOCENE OF EUROPE AND NORTH ASIA 296
Panin P.G., Timireva S.N., Kononov Yu.M., Filippova K.G. PRELIMINARY DATA OF THE LOESS-SOIL FORMATION STUDY OF KULIKOVSKOE SECTION (PRIAZOVIE) 298
Paranina A.N., Paranin R.V. PROBLEMS OF GEOARCHEOLOGY OF COASTS OF THE WHITE SEA....300
Pakhomov M.M. THE ROLE OF THE NEWEST TECTONICS IN SHAPING THE NATURAL ENVIRONMENT OF THE MOUNTAINS OF CENTRAL ASIA IN THE CENOZOIC (THE EXAMPLE OF THE PAMIRS)....302
Pevzner M.M., Smyshlyaeva O.I., Nechushkin R.I., Karimov T.D., Bolshakova V.V., Yashina O.V. NEW RADIOCARBON DATES ON THE BASE SECTIONS OF THE LOOSE DEPOSITS OF MIDDLE / LATE PLAYSTOCENE OF KAMCHATKA....304
Pestova L.E., Shkatova V.K. DISTRIBUTION OF LOESS FORMATIONS IN THE TERRITORY OF THE RUSSIAN FEDERATION....306
Pisareva V.V., Faustova M.A. ENVIROMENT OF THE EVENTS IN THE START QUATERNARY....308
Pisareva V.V., Sudakova N.G., Faustova M.A. PROBLEMS OF THE STRATIGRAPHY OF THE MIDDLE PLEISTOCENE EASTERN EUROPE 311
Pisarchuk N.M., Kazlou Ya.A. KEY FEATURES OF SEDIMENTATION BACKGROUND FOR BELARUS LAKES IN THE MURAVA INTERGLACIAL AND HOLOCENE....314
Pitulko V.V., Pavlova E.Y., Nikolskiy P.A. HUMAN POPULATION OF THE ARCTIC IN THE FIRST HALF OF MIS 3: NEW DATA....316
Ponomarev D.V., Kosintsev P.A. THE IMPORTANCE OF LATE GLACIAL DESMAN FINDS IN THE NORTHEASTERN PART OF EASTERN EUROPE FOR PALEOHYDROLOGICAL RECONSTRUCTIONS 318
Ponomarenko D.S. TAXONOMIC ATTRIBUTION OF BURROWS OF FOSSORIAL MAMMALS IN PLEISTOCENE-HOLOCENE PALEOSOLS OF THE RUSSIAN PLAIN....320
Popova N.N. YENISEY RIVER RIGHT BANK JEOPLEJSTOCEN (TUNGUSKA REGION)....321
Porotov A.V., Sudarev N.I., Garbuzov G.P. GEOARCHEOLOGICAL STUDY IN KUBAN RIVER VALLEY....324
Pravkin S.A., Bolshiyanov D.Yu. A NEW DATA ON THE STRUCTURE AND AGE OF THE TERRACES OF THE LENA RIVER VALLEY....326
Preis Yu.I. STRATIGRAPHIC BORDERS IN PEAT DEPOSITS OF MIRE ECOSYSTEMS OF THE FOREST ZONE OF WESTERN SIBERIA – INDICATORS OF TRANSITIONAL NATURAL STAGES IN THE HOLOCENE....328
Puzachenko A.Yu., Markova A.K. EVOLUTION OF FAUNAL COMPLEX OF EUROPEAN LARGE MAMMALS DURING THE END OF THE EARLY PLEISTOCENE AND IN THE MIDDLE PLEISTOCENE....330
Rekant P.V., Gusev E.A., Artemieva D.E., Zarhidze D.V., Shkarubo S.I. UNDERWATER BOUNDARIES OF THE NOVAYA ZEMLYA ICE SCHEET ON THE SEISOACOUSTIC DATA 332
Rekovets L.I., Rabinyak E., Strzala T. PRELIMINARY RESULTS AND PERSPECTIVES OF THE STUDY mtDNA OBTAINED FROM REMAINS OF MAMMALS OF THE PERIGLACIAL FAUNAS OF EUROPE 335
Romanenko F.A. PEAT BOGS ON THE ARCTIC SEAS COASTS: AGE AND CONDITIONS OF FORMATION....337
Rudenko O.V., Novenko E.Yu., Volkova E.M., Mazei N.G. LATE HOLOCENE DYNAMICS OF VEGETATION OF THE LEFT BANK OF THE UPPER OKA RIVERBASED ON THE STUDY OF PEAT DEPOSITS 339
Rudenko O.V., Taldenkova E.E., Chistyakova N.O. NEW MICROPALEONTOLOGIC AND LITHOLOGIC DATA FROM THE CENTRAL DEEP (THE BARENTS SEA) 341



Rybalko A.E., Tokarev M.Ju., Subetto D.A., Loktev A.S., Korost D.V., Saveljeva L.A. NEW DATA ON THE STRUCTURE OF THE QUATERNARY BLANKET AND THE FEATURES OF PALEGEOGRAPHIC DEVELOPMENT IN THE LATE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE IN WATER BASINS ON THE EASTERN PERIPHERY OF THE BALTIC CRYSTALLINE SHIELD 343

Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Starikova A.A. STAGES OF LATE-PLESTSTOCENE PEDOGENESIS IN THE SOUTH OF SIBERIA 345

Ryzhov Yu.V., Konstantinov M.V. LOW RIVER TERRACES OF THE RIVER PRIBAYKALY AND TRANSBAIKALIA: STRUCTURE, STAGES OF FORMATION AND HUMAN SETTLEMENT 347

Ryashchenko T.G., Ukhova N.N., Shtel'makh S.I., Lonshakov G.S. MICROSTRUCTURE, CHEMICAL AND TRACE-ELEMENT COMPOSITION OF THE NORTH-EASTERN SHELF SEDIMENTS IN DISTRICT OF THE SAKHALIN (SOUTHERN KIRINSKIY HYDROCARBON DEPOSIT) 349

Savelieva L.A., Ludikova A.V., Rudoy A.S. NEW SECTION OF MICULINIAN SEDIMENTS IN ZAONEZHYE 351

Sadchikova T.A***., Chepalyga*** A***.L.*** SOURCES OF TERRIGENEUS MINERALS OF EOPLEISTOCENE SEDIMENTS (ECHKI-DAG SECTION) WITH CONNECTION OF GOURIAN BASIN LEVEL CHANGES 354

Sapelko T.V. DYNAMICS OF TRANSFORMATION OF LAKE ECOSYSTEMS OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA AS INDICATOR OF TRANSITION STAGES DURING THE LATE PLEISTOCENE AND THE HOLOCEN 358

Safarova S.A. THE ROLE OF AEROSOL SUSPENSION IN POLLUTION OF ATMOSHERI AND CREATION OF SEA SEDIMENTS 360

Sayadyan Yu.V., Khasaturjan V.A. GEOLOGICAI STRUCTURE OF THE YEREVAN DEPRESSION (ARMENIA) 362

Svitoch A.A., Makshaev R.R. KHVALYNIAN DEPOSITS OF THE MIDDLE VOLGA REGION 363

Sedayeva K.M., Konstantinov E.A., Chen S., Kurbanov R.N. MAIN GRANULOTYPES OF LOESS OF THE AZOV REGION, LOWER VOLGA AND NORTHWEST CHINA 366

Sedov S.N. PLEISTOCENE TRANSITION IN THE PALEOPEDOLOGICAL ARCHIVES OF EURASIA AND NORTH AMERICA? 368

Sedov S.N., Sheinkman V.S., Yurtaev A.A. FINDINGS OF THE LATE PLEISTOCENE PALEOSOLS IN THE MIDDLE OB' BASIN IN THE LIGHT OF NON-GLACIATED DEVELOPMENT OF NORTH-WESTERN SIBERIA 370

Semenova L.R. THE MIDDLE AND UPPER NEOPLEISTOCENE OF THE COUNTRY BETWEEN KAMA AND VYCHEGDA 373

Semikolennykh D.V., Arslanov Kh.A., Ignatov E.I., Luksha V.L., Yanina T.A. PALEOGEOGRAPHY OF THE MANYCH PASSAGE DURING LATE PLEISTOCENE–HOLOCENE 375

Sergeev A.V. BULK ALLY OF THE VYATSKO-KAMA INTERDUIT 377

Serdyuk N.V. FOSSIL FAUNA OF SMALL MAMMALS OF THE HYENA DEN CAVE (LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE, NORTHWESTERN ALTAI) 379

Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. ORGANIC CARBON ACCUMULATION IN THE FILLING OF THE LATEGLACIAL EROSIONAL NETWORK 381

Sizov A.V., Klementiev A.M., Frolov P.D., Tesakov A.S., Zelenkov N.V., Syromyatnikova E.V., Nikulina E.D., Burova V.V. NEW BIOTIC DATA ON THE ANGA FLUVIATILE FORMATION IN CIS-BAIKALIA (EARLY PLEISTOCENE, UPPER REACHES OF LENA RIVER) 383

Sizov O.S., Volvah A.O., Lobotrosova S.A., Soromotin A.V. LITHOLOGICAL ASPECTS OF ORIGIN AEOLIAN RELIEF OF BASIN RIVER NADYM 385

Simonova Uo.V., Rusakov A.V. SOILS FORMED IN PERMIAN-TRIASSIC MINERALIZED WATER DISCHARGE ZONE IN THE CENTER OF THE RUSSIAN PLAIN: THE HISTORY OF THE STUDY, THE CURRENT STATE AND FURTHER RESEARCH 388

Sinitsyn A.A. DYNAMICS OF THE PALAEOLITHIC HUMAN EXPANSION AT THE EASTERN EUROPE IN THE CONTEXT OF THE LAST GLACIAl CLIMATIC FLUCTUATIONS....390

Smirnov V.N., Glushkova O.Yu., Kolegov P.P., Kondratyev M.N. PALEOSEISMODISLOCATIONS IN NORTH PRIOKHOTYE: NEW DATA....392

Solodovnikov D.A. MODERN TECTONIC MOBILITY SYSTEMS OF FAULTS OF THE SOUTHERN VOLGA UPLAND....394

Solomina O.N. POSSIBILITIES AND LIMITATIONS OF DENDROCHRONOLOGICAL METHOD FOR THE HOLOCENE EVENTS STUDY....396

Sotnikova M.V., Kirillova I.V. THE LARGE FELID *PANTHERA (LEO)* EX. GR. *FOSSILIS–SPELAEA* FROM CHERNYI YAR ALLUVIUM ON LOWER VOLGA (RUSSIA)....398

Stelmakh A.G. STRATIGRAPHIC SUBDIVISIONS OF THE HOLOCENE AND STRATIFICATION SCHEME OF THE HOLOCENE DEPOSITS OF THE CHIRCHIK-AHANGARAN BASIN....400

Streletskaya I.D., Gusev E.A., Vasiliev A.A., Oblogov G.E. GEOCRYOLOGY STRUCTURE OF QUATERNARY SECTION IN THE PLACE OF SOPKARGINSKY MAMMOTH FINDING (WESTERN TAIMYR)....402

Sudakova N.G., Antonov S.I., Vvedenskaya A.I., Karpuhin S.S., Altinov A.E. STRUCTURE AND DYNAMICS OF UNEVEN-AGED GLACIAL MORFOLITOSTRUCTURES IN THE BASIN OF THE UPPER VOLGA AND OKA....405

Syromyatnikova E.V., Doronin I.V., Baryshnikov G.F. PLEISTOCENE HERPETOFAUNA OF THE CAUCASUS....407

Syrykh L.S., Subetto D.A., Grekov I.M. PALAEOLIMNOLOGY DATABASE PALEOLAKE....409

Sycheva S.A. THE DEVELOPMENT OF THE INTERFLUVES OF THE CENTRAL RUSSIAN UPLAND DURING THE LATE PLEISTOCENE....411

Sycheva S.A., Sedov S.N. EXTREMAL AND OPTIMAL STAGES IN LANDSCAPE DEVELOPMENT OF CENTRAL MEXICO DURING THE LAST 40 KA....413

Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Gusev E.A., Stepanova A.Yu., Novikhina E.S., Rekant P.V., Ovsepyan Ya.S., Chistyakova N.O., Pyatkova M.N. QUATERNARY PALEOGEOGRAPHY OF THE AMERASIAN ARCTIC OCEAN INFERRED FROM THE MULTIPROXY STUDY OF CORES KD12-03-10C AND AF07-31 FROM THE MENDELEEV RIDGE....416

Tesakov A.S., Kirillova I.V. PLEISTOCENE WATER VOLES (ARVICOLA) OF LOWER VOLGA REGION AND THEIR STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE....418

Tesakov A.S., Ozherelyev D.V. SMALL MAMMALS OF EARLY PALAEOLITHIC SITE MUHKAI IIA (DAGESTAN, RUSSIA) AND THEIR STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE....420

Tesakov A.S., Titov V.V., Sotnikova M.V., Bondarev A.A., Simakova A.N., Frolov P.D. REVISED QUATERNARY BIOCHRONOLOGICAL SCHEME OF EASTERN EUROPE AND WESTERN ASIA....422

Timireva S.N., Panin P.G., Kononov Yu.M., Konstantinov E.A., Filippova K.G. RECONSTRUCTION OF PALEOGEOGRAPHIC EVENTS OF WESTERN CRIMEA (BASED ON THE STUDY OF LITHOLOGICAL PROPERTIES LOESS-SOIL FORMATIONS)....424

Tkach N.T., Murray A., Kurbanov R.N., Yanina T.A. DATING OF UPPER PLEISTOCENE DEPOSITS OF SREDNAYA AKHTUBA SITE (LOWER VOLGA) BY OPTICALLY STIMULATED LUMINESCENCE METHOD....428

Tolstobrov D.S., Tolstobrova A.N., Kolka V.V., Korsakova O.P. CHRONOLOGICAL CORRELATION OF THE COASTAL LANDFORMS LINES WITH THE LAND UPLIFT RELATIVE LINES IN THE LOTTA DEPRESSION (WEST MURMANSK REGION)....430

Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Korsakova O.P. DIATOM ASSEMBLAGES IN BOTTOM SEDIMENTS FROM LAKE BASINS IN TERIBERKA AREA (KOLA PENINSULA)....432



Trubikhin V.M., Chepalyga A.L., Kulakov C.A. AGE OF TAMANIAN COMPLEX STRATOTIPE AND OLDOVANEAN SITES ON TAMAN PENINSULA (ON PALEOMAGNITIC DATA) 434
Tyunin N.A. THE HOLOCENE OF THE KUBAN DELTA....436
Faustova M.A., Karpukhina N.V. CHRONOLOGY AND RATES OF THE LAST DEGLACIATION OF THE FENNOSCANDIA 437
Fedorov G.B., Savelieva L.A., Bobrov N.Yu., Ludikova A.V., Bolshiyanov D.Yu., Krylov S.S., Kostromina N.A., Cherezova A.A., Titov A.V., Fedorov A.G. UNSTABLE ENVIRONMENTAL CONDITIONS OF LATE GLACIAL AND EARLY HOLOCENE ON THE VALDAI HIGHLANDS INFERRED FROM LAKE SEDIMENTS STUDIES....440
Fedorova M.E., Gerasimov D.V., Anisimov M.A. NEOTECTONIC PROCESSES AT THE SOUTHERN SHORE OF THE GULF OF FINLAND AND ON KARELIAN ISTHMUS IN THE LIGHT OF GEOARCHAEOLOGICAL DATA....442
Foronova I.V. THE HISTORY OF QUATERNARY HORSES (EQUIDAE, PERISSODACTYLA) OF SOUTH SIBERIA....444
Frolov P.D., Kurshakov S.V. EARLY PLEISTOCENE FRESHWATER FAUNA FROM SOUTH OF EAST EUROPE 446
Khazin L.B., S Krivonogov.K., Gusev V.A. HOLOCENE OSTRACODS FROM LAKE SARGUL (NOVOSIBIRSK REGION) 448
Khazina I.V., Kuzmina O.B., Miharevich M.V., Smirnov P.V., Konstantinov O.A. PALEOBOTANIC SUBSTANTIATION OF THE QUATERNARY AGE OF DEPOSITS EXPOSED IN THE OPEN-CUT NEAR KAMENKA VILLAGE (TYUMEN OBLAST, WESTERN SIBERIA)....450
Homchenko D.S., Yanina T.A., Borisova O.K., Kurbanov R.N., Belyaev V.R., Garankina E.V., Berdnikova A.A., Konstantinova N.G., Rudinskaya A.I. PALEOGEOGRAPHY OF THE MANYCH PASSAGE DURING LATE PLEISTOCENE....452
Khoreva I.M. FORAMINIFERS FROM EOPLEISTOCENE DEPOSITS IN KAMCHATKA....454
Chegis V.V., Zastrozhnov A.S., Morozov S.A., Tesakov A.S., Kazanskiy A.Yu., Frolov P.D., Simakova A.N., Aleksandrova G.N. NEW STRATIGRAPHIC DATA ON PLIOCENE-QUARTERLY DEPOSITS FROM LOWER DON REGION 456
Chemagina D.D., Pogodina N.V., Strukova T.V. *SPERMOPHILUS SUPERCILIOSUS* (RODENTIA, SCIURIDAE) FROM THE LOCALITIES OF THE MIDLE TRANS-URALS 459
Chepalyga A.L. UNIQUE BLACK SEA TERRACE SYSTEM: HISTORY OF MARINE BASINS, THE OLDOVANEAN MIGRATIONS AND INITIAL PEOPLING OF EUROPE VIA CRIMEA 460
Chistyakova N.O., Taldenkova E.E., Kolesnik A.N., Kolesnik O.N. LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE SEDIMENTATION HISTORY OF THE SOUTHERN PART OF THE CHUKCHI PLATEAU INFERRED FROM THE MULTIPROXY STUDY OF CORE HCG-14 464
Chubur A.A. EXPERIENCE OF CLIMATE RECONSTRUCTION FOR THE UPPER PALEOLITIC SETLEMENTS OF THE DESNA & SEYM BASIN ON THE FAUNAL ASSEMBLAGES....466
Chupina D.A., Zolnikov I.D. THE USE OF GEOMORPHOMETRY TO CONSTRUCT MAP OF VULNERABILITY OF THE TERRITORY UNDER ARIDIFICATION/HUMIDIFICATION PROCESSES 469
Chen S., Sedaeva K.M. MINERAL COMPOSITION OF UPPER PLEISTOCENE DEPOSITS OF RAIGOROD SECTION (LOWER VOLGA REGION)....471
Sharin V.V., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu., Petrov A.Yu., Grigoriev V.A., Levchenko S.V. NEW GEOCHRONOLOGICAL DATA ON QUATERNARY SEDIMENT SEQUENCES OF THE SVALBARD ARCHIPELAGO....473
Shatalova A.E., Brylkin V.V., Korolev I.A., Kublitsky U.A., Orlov A.V. RECONSTRUCTION OF THE NATURAL CONDITIONS IN THE SOUTHERN PART OF THE WHITE SEA-BALTIC WATERSHED IN THE HOLOCENE 476

Sheykov A.A. NEW DATA ON SEISMOSTRATIGRAPHY OF QUARTERLY EDUCATION OF THE KIZILAR GULF AND ASSOCIATED CASPIAN AQUATORIES....477

Sheykov A.A., Shkatova V.K. QUARTERNARY REGRESSIVE EVENTS IN THE CASPIAN SEA....479

Sheinkman V.S., SedovS.N. NON-GLACIATED DEVELOPMENT OF NORTH-WESTERN SIBERIA IN THE PLEISTOCENE – NEW FACTS AND EVIDENC....481

Sheinkman V.S., Simonov O.A., Korneichik O.E., Kuvaev K.Y., Sokolov A.I. A NEW APPROACH TO THE THERMOLUMINESCENCE DATING PROCEDURE....484

Shelekhova T.S. PALEOECOLOGICAL CONDITION OF THE LATE GLACIAL EVOLUTION OF THE KARELIAN LAKES (BASED ON DIATOM ANALYSES)....486

Shipkova G.V., Ilyina L.P. COMPARATIVE STUDY OF RECENT SOIL AND PALEOSOIL WITHIN HOLOCENE DEPOSITS OF THE ABOVE FLOOD-PLAIN OF THE MEDVEDITSA RIVER....487

Sheetove M.V., Lavrova N.B., Filimonova L.V., Vorobyeva A.V., Potapovitch A.A. TO LATE GLACIAL HISTORY OF THE RIVER SVIR: NEW DATA FROM THE SOUTH-EASTERN LADOGA REGION....489

Shkatova V.K., Astakhov V.I. QUARTERNARY MARINE LIMITS OF RUSSIAN COASTS....491

Shpolyanskaya N.A. THE DIFFERENT DEVELOPMENT OF THE RUSSIAN ARCTIC CRYOLITHOZONE IN THE PLECTOCENE UNDER THE EFFECT OF NEOTECTONIC AND CLIMATIC PROCESSES....493

Shunkov M.V., Bolikhovskaya N.S., Kozlikin M.B., Ulyanov V.A. NEW DATA IN THE STUDY OF PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE DENISOVA CAVE PALEOLITHIC SITE IN NORTH-WEST ALTAI....495

Shchelinsky V.E. NATURAL ENVIRONMENT AND CULTURE OF HUNTERS AND GATHERERS OF THE WESTERN CISCAUCASIA IN THE EARLY PLEISTOCENE....497

Yakovlev A.G., Danukalova G.A., Kurmanov R.G., Osipova E.M. BIOSTRATIGRAPHY OF THE EOPLEISTOCENE OF THE SOUTHERN FORE-URALS....500

Yalkovskaya L.E., Markova E.A., Borodin A.V. TERRESTRIAL ENVIRONMENTS IN THE HIGH LATITUDES OF EURASIA DURING THE MIDDLE PLEISTOCENE: NEW EVIDENCE FROM THE ALLUVIAL DEPOSITS AT KHASHGORT IN THE LOWER REACHES OF THE OB' RIVER....503

Yanina T.A., Kurbanov R.N., Svitoch A.A., Streletskaya I.D., Tkach N.T., Yarovaya S.K. ATELIAN THICKNESS OF THE LOWER VOLGA AREA, ITS STRATIGRAPHIC POSITION AND PALEOGEOGRAPHICAL IMPORTANCE....504

Научное издание

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА: ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы X Всероссийского совещания
по изучению четвертичного периода

25–29 сентября 2017 г.
Москва

Компьютерная верстка *М.В. Старшовой*

Подписано к печати 05.09.2017
Формат 60×84/8. Бумага офсетная
Печать офсетная. Уч. изд. л. 67,0. Тираж 200 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
email: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом
в ОАО «Альянс “Югполиграфиздат”»,
ООО ИПК «Панорама». 400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6